



저작자표시-비영리-변경금지 2.0 대한민국

이용자는 아래의 조건을 따르는 경우에 한하여 자유롭게

- 이 저작물을 복제, 배포, 전송, 전시, 공연 및 방송할 수 있습니다.

다음과 같은 조건을 따라야 합니다:



저작자표시. 귀하는 원저작자를 표시하여야 합니다.



비영리. 귀하는 이 저작물을 영리 목적으로 이용할 수 없습니다.



변경금지. 귀하는 이 저작물을 개작, 변형 또는 가공할 수 없습니다.

- 귀하는, 이 저작물의 재이용이나 배포의 경우, 이 저작물에 적용된 이용허락조건을 명확하게 나타내어야 합니다.
- 저작권자로부터 별도의 허가를 받으면 이러한 조건들은 적용되지 않습니다.

저작권법에 따른 이용자의 권리는 위의 내용에 의하여 영향을 받지 않습니다.

이것은 [이용허락규약\(Legal Code\)](#)을 이해하기 쉽게 요약한 것입니다.

[Disclaimer](#)

공학박사 학위논문

위험도 기반 갈수관리를 위한 비정상성 표준 강수증발산 지수 개발 및 평가

Development and Assessment of Non-stationary SPEI
for Risk-based Low Flow Management

2018년 2월

서울대학교 대학원

건설환경공학부

성장현

초 록

수문기상 변수의 정상성(stationary)이 더 이상 유효하지 않음이 알려지면서 매개변수적 방법을 이용하는 대부분의 연구에서 비정상성의 고려를 권장하고 있다. 매개변수적 가뭄지수인 SPEI(Standard Precipitation Evapotranspiration Index)는 부존량(강수량과 증발산량의 차이)이 확률변수이고, 강수량이 증발산량(evapotranspiration)보다 많기 때문에 강수량의 무작위성이 부존량의 무작위성을 지배한다. 본 연구에서는 강수량과 증발산량의 경향성을 검정하여 경향성이 검출된 변수만 비정상성(nonstationary)을 고려한 SPEI를 제안하였다. 경향성 검정결과, 증발산량의 증가 경향성이 확인되어 증발산량의 비정상성을 고려한 SPEI를 제안하였고, 정상성 SPEI와 비교하였다. 비교결과, 증발산량의 증가 경향성 때문에 동일한 부존량을 비정상성 SPEI가 덜 심각한 가뭄으로 판단하였다. 특히, 2015년 여름철 가뭄심도를 비교한 결과, 섬진강댐 유역의 정상성 및 비정상 SPEI는 각각 -2.039, -1.916, 소양은 -1.668, -1.480으로 SPEI의 가뭄 분류 기준인 -2.0(extreme), -1.5(severe) 경계에서 서로 다른 구간에 속하게 됨을 확인하였다.

일반적으로 하천수 가뭄 모사에 적합한 기상학적 가뭄지수를 찾는 방법은 알려져 있으나 하천수 수요 대비 부족은 기상학적 가뭄지수와는 정량화가 쉽지 않기 때문에 거의 연구가 되어있지 않았다. 이에 본 연구의 두 번째 부분에서는 정상성 SPI(Standard Precipitation Index), SPEI 및 비정상성 SPEI를 하천수 사용량을 제한하는 하천운영에 접목하여 하천수 부족과 사용 실패의 위험도를 최소화하는 기상학적 가뭄지수를 찾고자 하였다. 이를 위해 우선, 댐 상류 유역의 하천수 가뭄 모사에 적합한 기상학적 가뭄지수를 찾았고, 하천수 사용과 같이 인위적인 영향을 받는 하류 하천의 하천수 부족과 사용 실패의 위험도를 최소화하는 가뭄지수를 찾았다. 기상학적 가뭄지수들과 하천수 가뭄

의 상관계수를 비교한 결과, 기상학적 가뭄지수 중 비정상성 SPEI와 초과유량이 하 부족량 간의 상관성이 가장 높아 하천수 가뭄에의 활용이 가능하리라 판단되었다. 하류 하천에서는 기상학적 가뭄지수에 따라 하천수 사용을 제한하면서 하천수 부족 및 하천수 사용 실패에 대한 위험도를 계산하였다. 그 결과, 비정상성 SPEI가 하천수 부족 및 사용 실패의 위험도를 최소화하고 있었다. 정상성 SPEI는 다른 가뭄지수에 비해 분산이 커, 가뭄을 더 강하고, 더 약하게 평가하고 있었다. 즉, 한번 사용량 제한 시, 가뭄지수가 가뭄을 더 강하게 평가하기 때문에 하천수 사용 제한량이 많아져 취약도가 컸고, 이에 비정상성 SPEI가 수자원 관리나 하천운영에 적합하다는 것을 확인하였다.

하천수 사용자가 체감하는 하천수 부족 위험도가 다르기 때문에 하천수 부족에 따라 하천수 사용량을 제한할 경우, 하천수 사용자 간의 갈등이 발생할 수 있다. 따라서, 하천수 부족 위험도가 가장 높은 지점을 기준으로 상, 하류 지점이 기준 지점과 비슷한 위험도를 갖게 하는 하천관리유량(river management flow)을 설정함으로써 상, 하류 지점의 하천수 사용자의 사용량 제한을 공평하게 분담시킬 수 있다. 이를 위해 본 연구의 세 번째 부분에서는 금강 본류를 대상으로 하천수 사용량 자료를 수집하여 하천수 수요를 고려한 하천수 부족의 임계수준인 하천관리유량을 계산하였다. 계산결과, 공주지점의 하천수 부족에 대한 위험도가 가장 커 0.271이었다. 공주지점의 상, 하류에 위치하고 있는 부강과 규암지점의 하천관리유량을 변화시키며, 공주의 하천수 부족 위험도와 비슷하게 재현하는 부강과 규암지점의 하천관리유량을 추정하였다. 2015년 가뭄에 대하여 추정된 하천관리유량으로 구한 부강과 규암지점의 하천수 부족 특성은 공주와 비교적 유사하였다. 향후 이 연구 결과를 활용한다면 하천수 가뭄에 따른 하천수 부족 시 상, 하류 사용자들이 체감하는 비슷한 위험도로 하천수 사용이 제한될 수 있어 하천수 사용자의 갈등이 최소화될 것으로 기대한다.

주요어 : 가뭄지수, 비정상성, 부존량, 하천수 부족, 위험도, 하천관리유량

학 번 : 2007-30844

목 차

초 록	I
목 차	IV
표 목차	VII
그림 목차	VIII
기 호	X
제 1 장 서 론	1
1.1 연구의 필요성	1
1.2 연구의 목적	4
1.3 논문의 구성	5
제 2 장 연구동향	7
2.1 가뭄의 분류 및 가뭄지수	7
2.2 가뭄지수의 선정	11
2.2.1 기상학적 가뭄에 대한 기상학적 가뭄지수의 성능 비교	11
2.2.2 수문학적 가뭄에 대한 기상학적 가뭄지수의 성능 비교	13
2.3 하천관리유량의 설정	15
2.3.1 용어정의	16
2.3.2 일본의 수리권 및 정상유량	18
2.3.3 국내 하천관리유량의 설정	19
제 3 장 배경 이론	20
3.1 표준강수 증발산지수와 GEV 분포	20
3.2 비정상성 빈도해석	25

3.3 하천수 부족량의 계산.....	28
3.4 하천운영 평가 지표.....	30
3.5 하천수 사용허가 및 하천관리유량	33
3.6 하천유지유량	38
3.6.1 하천유지유량 산정방법	38
3.6.2 하천유지유량 고시현황	39
제 4 장 연구 대상지역.....	43
4.1 연구 대상지역의 공간 해상도.....	43
4.2 우리나라 기후 및 지형특성.....	43
4.3 금강유역 현황.....	47
제 5 장 증발산량의 비정상성을 고려한 비정상 SPEI 개발	52
5.1 경향성 검정결과	52
5.2 비정상성 SPEI의 유도.....	54
5.3 비정상성 모형의 선택.....	56
5.4 정상성 및 비정상성 SPEI의 비교	58
제 6 장 하천수 관리에 적절한 기상학적 가뭄지수의 선택	67
6.1 기상학적 가뭄지수 계산 결과.....	67
6.2 임계수준 방법에 따른 가뭄과 기상학적 가뭄지수의 비교.....	69
6.3 하천수 사용 제한 시나리오 구성	72
6.4 하천수 사용 제한에 따른 위험도 지수 결과 비교.....	76
제 7 장 위험도 기반의 하천관리유량 추정.....	85
7.1 하천관리유량의 산정	85
7.2 하천관리유량의 비초과확률.....	89

7.3 하천관리유량의 위험도.....	92
제 8 장 결론 및 향후 연구	102
8.1 요약 및 결론	102
8.2 향후 연구.....	108
참고문헌	110
부 록	124
Abstract	127

표 목차

Table 2.1 Definition, calculation method, and summary of laws related to river management flow	17
Table 3.1 Drought intensities categorized by SPEI.....	24
Table 3.2 Variables for side stream and main stream.....	38
Table 3.3 Estimation method of instream requirement flow (MOLIT, 2015)	39
Table 3.4 Status of instream requirement flow (MOLIT, 2015).....	40
Table 3.5 Comparison of river laws (MOLIT, 2015).....	41
Table 3.6 Instream requirement flow for Geum river basins since 1999 (MOLIT, 2015)	42
Table 5.1 Seasonal precipitation and PET during 1973~2015yr over South Korea	53
Table 5.2 Model selection by AIC and BIC values for monthly PET.....	58
Table 6.1 Basic assumptions for calculating hazard by streamflow deficit	75
Table 6.2 Risk index of streamflow use for each scenario	78
Table 6.3 Results of PCA related to streamwater use	79
Table 6.4 Risk index of streamflow deficit for each scenario	81
Table 6.5 Results of PCA related to streamflow deficit	82
Table 7.1 Calculator of RMF (m^3/sec)	88
Table 7.2 Non-exceedance probability of RMF.....	92
Table 7.3 CDRI values at results at Gongju, Gyuam, and Bugang.....	94
Table 7.4 Risk-based river management flow	95
Table 7.5 Exceedance probability of RMF	98

그림 목차

Figure 1.1 Procedure of this research.....	5
Figure 2.1 Sequence of drought occurrence and impacts for commonly accepted drought types (Wilhite and Glantz, 1985).....	10
Figure 3.1 Definition of streamflow drought and deficit based on threshold level method	29
Figure 3.2 Illustration of threshold levels; a) fixed threshold b) monthly varying threshold c) daily varying threshold (Hisdal et al., 2001)	30
Figure 3.3 Success and failure of water supply	31
Figure 3.4 Concept of water rights in South Korea	34
Figure 3.5 Schematic diagram of calculating RMF for main stream.....	36
Figure 3.6 An example for RMF calculation.....	37
Figure 4.1 Locations of meteorological weather stations and dam used in this study	45
Figure 4.2 Annual precipitation and PET over South Korea.....	47
Figure 4.3 Location of Geum river basin	49
Figure 4.4 Schematic diagram of Geum river	50
Figure 4.5 Changes in annual precipitation (Geum river basin) and monthly streamflow (Gongju)	51
Figure 5.1 Precipitation and PET across the 7 dam basins.....	53
Figure 5.2 Trend test results for monthly precipitation and PET	54
Figure 5.3 Monthly stationary SPEI for the seven study locations	60
Figure 5.4 Monthly nonstationary SPEI for 7 dams	61
Figure 5.5 Drought frequency by stationary SPEI and nonstationary SPEI	62
Figure 5.6 Difference between stationary SPEI and nonstationary SPEI during	

drought period	63
Figure 5.7 Stationary and Nonstationary CDF in October	65
Figure 5.8 Comparison of drought indices in October 2015	66
Figure 6.1 SPI at Yongdam Dam (3001)	69
Figure 6.2 Monthly deficit at Yongdam Dam (m^3/sec)	71
Figure 6.3 Correlation between drought indices and streamflow deficit	71
Figure 6.4 Monthly streamflow series at Gongju (2006~2009)	73
Figure 6.5 Risk index for streamflow use and deficit	84
Figure 7.1 Schematic diagram of Geum river for RMF calculation	88
Figure 7.2 RMF and monthly threshold values by FDC	91
Figure 7.3 RI values at Gongju, Gyuam, and Bugang	93
Figure 7.4 Streamflow deficit to RMFs (m^3/s)	101

기 호

Latin Uppercase

D	difference of P and PET
$D(t)$	water demand of time t
DS	cumulative difference of P and PET
$F(D)$	cumulative distribution function of GEV distribution for SPEI
$G(x)$	cumulative distribution function of log-logistic distribution
I_{main}	main streamflow
I_{release}	wastewater release
I_{return}	return flow to river
I_{side}	side streamflow
IRF	instream requirement flow
M	number of failure events
O_{intake}	stream water intake permitted by water rights
P	precipitation
PET	potential evapotranspiration
QE_d	excess flow
RMF	river management flow
T	total number of time unit
V_d	streamflow deficit duration
V_{TL}	volume of the truncation level
W_A	water for agriculture

W_I	water for instream requirement
W_R	water for residence
$Y(t)$	water supply of time t

Latin Lowercase

d_e	deficit volume
d_i	duration of streamflow deficit
$f(D)$	probability density function of GEV distribution for SPEI
$g(x)$	probability density function of log-logistic distribution
\hat{l}_i	maximum likelihood for the candidate model i
n	sample size
p	number of model parameters
q	degree of freedom
v_i	total streamflow deficit

Greek Lowercase

α	scale parameter of GEV distribution
$\alpha(t)$	non-stationary scale parameter of GEV distribution
α_i	restriction rate of scenario i
α_t	nonstationary process standard deviation
β	scale parameter of log-logistic distribution

γ	skewness coefficient
κ	shape parameter of GEV distribution
$\kappa(t)$	non-stationary shape parameter
μ	mean
μ_{PET}	mean of PET
$\mu_{PET(t)}$	non-stationary mean of PET
ξ	location parameter of GEV distribution
$\xi(t)$	non-stationary location parameter of GEV distribution
σ	standard deviation
σ_{PET}^2	variation of PET
ω_1	weighted value for reliability
ω_1	weighting value for resiliency
ω_3	weighting value for vulnerabilit

Special Symbol

E	expectation
Var	variance
Cov	covariance
E_t	expectation of non-stationary process
Var_t	variance of non-stationary process
Cov_t	covariance of non-stationary process

제 1 장 서 론

1.1 연구의 필요성

우리나라는 강수량이 여름철에 집중되고 좁은 반도로써 대수층이 발달하지 못한 기상·지형학적 여건으로 가뭄에 매우 취약한 편이지만, 지금까지 지속적인 수자원 개발로 대부분의 국민들은 가뭄에 대한 체감도가 낮은 편이었다. 하지만 이미 10여년 전 가뭄 관련 기사에는 38년 주기 대가뭄은 2010년, 124년 주기 가뭄은 2012년에 시작될 것으로 예상하였고, 2015년 가을에 유례없는 가뭄이 발생하여 그 가뭄의 절정은 2025년 정점에 이를 것임을 경고하고 있었다(동아일보, 2008. 6. 13). 2012년 5월과 6월 강수량은 예년의 절반 수준으로 봄철 농업용수의 부족을 야기하였고, 2015년 6~9월까지의 연 중 누적 강수량은 예년의 50%에 불과하여 10월부터 충청남도 서부권 8개 시·군의 급수조정을 실시하였다.

매년 발생하는 홍수 피해와 달리 가뭄은 드물게 발생하고, 특정 주기가 있어서 해갈이 되면 그 관심이 큰 폭으로 떨어질 수 밖에 없다. 또한 사회에 미칠 방대한 직·간접적인 영향에도 불구하고 사람의 생명에 직접적으로 피해를 주지 않기 때문에 방재 정책 상 중요한 자연재해로 인식되지 않고 있다. 그리고 어느 국가에서나 대책 추진을 위한 행정 상의 동력이 오래 지속되지 못하기 때문에 지속적이고 일관성 있는 국가 주도의 가뭄 정책은 미흡한 수준이었고, 그나마 2015년 가뭄을 겪고 나서야 중앙정부 주도의 적극적인 움직임이 시작되었다. 2016년부터 가뭄 예보를 시범운영 중으로 기관별 목적과 업무 특성에 따라 별도로 생산 및 제공하고 있는 기존의 가뭄 관련 지수를 통합한 예·경보 시스템을 구축하고 각 가뭄위기 수준에 따른 행동 매뉴얼 제공을 시도하고 있다. 따라서, 이 연구에서는 수문학적 가뭄으로 야기되는 하천수 부족의 평가와 관리를 다루고 있는데, 가뭄의 전파 과정에 있어 하천수 부족의

예보 또는 미계측 유역에서는 기상학적 가뭄지수는 절대적이다. 이에 우리나라 수문기상 자료에 적합한 기상학적 가뭄지수를 개선을 시작으로 수자원 관리에 유용한 기상학적 가뭄지수를 선정하고, 하천수 부족을 관리하기 위한 위험도 기반 하천관리유량 추정방법을 제안하고자 한다.

대표적인 기상학적 가뭄지수인 표준강수 증발산지수(Standard Precipitation Evapotranspiration Index; SPEI)는 강수량과 증발산량의 차이인 부존량을 확률분포형에 적합하여 가뭄의 상태를 정량화 한다. 이 부존량 변수의 평균, 분산 등의 통계량이 시간에 따라 변할 경우 이를 우리는 수학적으로 1차, 2차 비정상성이라고 부르며, 여기에는 강수량과 증발산량 두 변수 모두에 비정상성이 존재하는 경우와 두 변수 중 하나에만 비정상성이 존재하는 경우로 구분할 수 있다. 우리나라의 경우 증발산량의 비정상성은 표본으로부터 확연히 나타나는 반면 강수량은 그렇지 못하여 부존량의 비정상성이 묻혀 버리기도 하는 현상에 주목하였고, 본 논문의 첫 번째 연구가 여기에 해당된다.

수문학적 가뭄에 대한 기상학적 가뭄지수의 성능을 비교하는 연구에서는 인위적인 활동(human induced)이 드문 댐 상류 유입량과 같이 자연 상태에 가까운 하천유량과 기상학적 가뭄지수 간의 연관성을 분석한 사례를 들어 기상학적 가뭄지수를 이용하여 수문학적 가뭄을 관리할 수 있음을 언급하고 있다. 이러한 경우는 수자원 공급과 이용이 제약된 이상적인 상황이기 때문에 기상학적 가뭄지수의 적극적 활용이 가능하다. 하지만 현대사회에서의 하천은 다양한 수요와 공급 등의 인위적인 활동으로 운영되기 때문에 기상학적 가뭄과 하천수 가뭄의 관계는 매우 복잡하다. 이에 선행 연구와 같이 자연상태에서 기상학적 가뭄지수와 하천수 가뭄의 상관성을 확인하여 하천수 가뭄 대비 기상학적 가뭄지수의 성능을 비교하기 쉽지 않고, 결국 하천수 가뭄에 대한 적절한 기상학적 가뭄지수를 선정하기 위한 새로운 방법이 필요하다. 결국 기상학적 가뭄지수는 수자원 관리나 하천운영에 도움이 되어야 하므로 기상학적 가뭄지수를 하천운영 측면에서 비교해야 한다. 본 논문의 두 번째 연구가 이

러한 필요성에서 수행되었다.

우리나라의 「하천법」에서는 하천수조정협의회를 통하여 하천수 부족의 위험도를 관리하고 대응하도록 규정하고 있다. 지점별 하천수 수요가 다르기 때문에 하천관리유량의 위험도는 다를 수 밖에 없다. 무엇보다 가뭄의 위험도가 커지고 있는 이 때 하천수조정협의회에 하천수 부족에 대한 위험도의 균형있는 관리가 기대되고 있는 만큼, 하천수 부족에 대한 적절한 가이드라인이 제시되어야 한다. 하천수조정협의회는 하천수 부족 시 하천수 사용자간 ‘최적 또는 공평한’ 분담에 대한 개념적 공감대 형성을 시작으로 명확하고 합리적인 원칙을 토대로 운영되어야 한다. 특히, 하천수 사용자 간 하천수 부족으로 인한 갈등은 하천수 사용자가 체감하는 하천수 부족에 대한 위험도가 다르다는 점에서 시작된다. 하천수 사용자가 체감하는 하천관리유량의 위험도는 동일 하천의 상, 하류에서도 상이할 수 있기 때문에 하천의 특정 구간에서 하천수 부족에 대한 위험도가 낮고 현재의 사용량을 유지한다면 이외의 구간에서의 하천수 부족은 더 많아질 수 있다. 따라서 하천수 사용자 간의 고통 분담이 요구되므로 비슷한 위험도를 가지는 하천관리유량을 이용하여 하천수 부족에 대응해야 하며 본 논문의 마지막 부분이 이에 해당된다.

극대가뭄 주기론에 따르면 지금까지의 겪지 못한 극대가뭄이 발생할 가능성이 높은 만큼, 그 간의 가뭄 평가 방법론의 한계와 개선방안에 관한 고민이 필요한 시점이다. 본 연구에서는 기상학적 가뭄 평가 방법론의 개선, 수문학적 가뭄과 기상학적 가뭄지수 관계의 새로운 해석, 그리고 하천수 부족에 대한 대응 기구인 하천수조정협의회의 역할과 임무에 대한 고민까지 다루었다. 향후, 본 연구의 내용은 기상학적 가뭄부터 수문학적 가뭄까지의 모니터링, 예보 그리고 대응까지 폭넓게 활용될 것으로 기대된다.

1.2 연구의 목적

이 연구는 갈수로 발생하는 하천수 부족의 평가와 관리까지를 다루고 있다. 최근 기후변화 등으로 기존 기상학적 가뭄지수의 한계가 드러나고 있으며, 이에 이 연구에서는 우리나라 수문기상 자료의 변화 특성을 근거로 기상학적 가뭄지수를 개선하고자 한다. 기상학적 가뭄 이후에 수문학적 가뭄이 발생하므로 수문학적 가뭄 평가와 예보에 있어 기상학적 가뭄지수의 활용도는 매우 높다. 하지만 수자원 관리에 효율적인 기상학적 가뭄지수는 알려져 있지 않아 이 연구에서는 대표적인 기상학적 가뭄지수들을 수자원 관리 측면에서 비교하고자 한다. 그러나 기상학적 가뭄지수를 활용하여 효율적으로 수자원을 관리하더라도 하천수 부족으로 이어질 수 있다. 우리나라는 하천의 주요 지점에 하천관리유량을 설정하여 하천수 부족을 대응하고 있는데, 지점별 하천관리유량의 위험도가 상이하기 때문에 하천수 사용제한 등의 조치에 갈등이 발생할 수 있다. 이에 이 연구에서는 위험도에 기반한 하천관리유량 추정 방법을 제안하고자 한다(Figure 1.1).

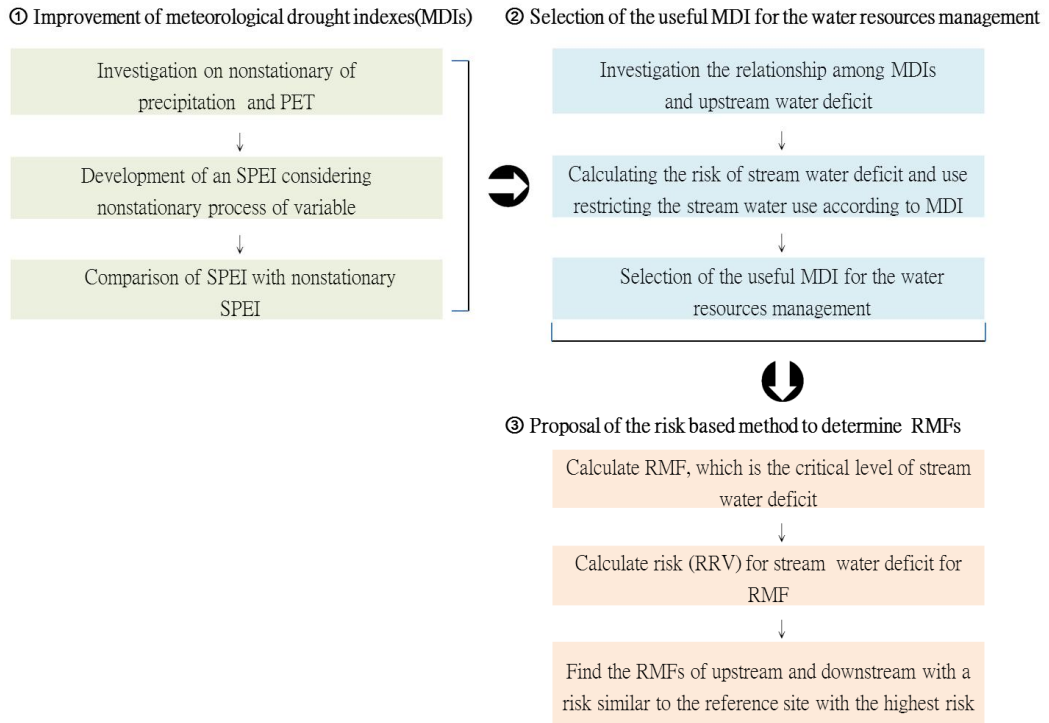


Figure 1.1 Procedure of this research

1.3 논문의 구성

이 연구에서는 첫째, 국내 수문기상 자료의 특성을 파악하여 그 특성이 효과적으로 반영될 수 있는 기상학적 가뭄지수를 제안하고, 둘째, 수자원 관리에 유용한 가뭄지수 평가 방법론을 제안하고 선택하였다. 마지막으로 하천수 부족을 관리하기 위해 정의되어 있는 하천관리유량의 상, 하류 지점의 하천수 사용자 사용량 제한을 공평하게 분담시키기 위하여 위험도를 고려한 하천관리유량 추정 방법을 제안하고 적용하였다.

이를 위해 제1장에서는 연구의 필요성과 목적을 기술하였고, 연구의 주요 내용을 요약하여 정리하였다. 제2장에서는 주로 해외 기상학 및 수문학적 가

물평가 연구사례와 국내 하천관리유량 추정 방법과 관련 연구동향 및 사례를 수집, 분석하였고, 3장에서는 기상학적 가뭄지수로 SPI와 SPEI, 하천수 가뭄부분에서는 하천관리유량 추정 방법에 대한 이론을 정리하였고, 제4장에서는 연구 대상지역을 소개하였다. 제5장에서는 대표적인 기상학적 가뭄지수인 SPEI를 우리나라 수문기상 변수의 특성에 맞도록 개선한 비정상성 SPEI를 제안하였다. 제6장에서는 기상학적 가뭄지수(SPI, SPEI 및 비정상성 SPEI)에 따라 하천수 사용량을 제한하는 하천운영을 통하여 하천수 부족과 사용 실패의 위험도를 최소화하는 기상학적 가뭄지수를 찾고자 하였다. 제7장에서는 하천수 부족 위험도가 가장 높은 지점을 기준으로 상, 하류 지점이 기준 지점과 비슷한 위험도를 갖게 하는 하천관리유량 추정 방법에 관한 연구를 수행하였다. 제8장에서는 결론, 연구의 한계와 의의 그리고 향후 연구를 기술하였다.

제 2 장 연구동향

2.1 가뭄의 분류 및 가뭄지수

일반적으로 기상학적, 농업학적, 수문학적, 사회·경제학적으로 구분하여 가뭄을 정의하고 있다(Wilhite and Glantz, 1985; Tallaksen and Van Lanen, 2004; Mishra and Singh, 2010; Sheffield and Wood, 2011). 기상학적, 농업학적 및 수문학적 분류는 비교적 자연 과학적 현상이지만 사회·경제학적 분류는 용수의 수요와 공급의 관계에서 가뭄을 정의하고 있어서 반드시 물 부족에 대한 사회·경제 시스템의 영향을 분석해야 한다. 각각 분류된 가뭄은 시간의 경과에 따라 상호 영향을 주고 받으며, 사회·경제학적 가뭄에까지 전파된다(Figure 2.1). 이러한 가뭄을 분석하기 위해 사용되는 가뭄지수는 정상 상태에 대한 부족을 나타내기 위해 가뭄 변수의 임계수준(threshold level)을 결정한 후에 부족과 과잉을 구분하거나 변수를 확률분포형에 적합시킨 후 표준화된 지표를 계산하여 비교한다.

▪ 기상학적 가뭄(meteorological drought)

기상학적 가뭄은 건조의 정도와 지속기간에 바탕을 둔 정의이다. 주로 예년 상태와의 비교로 가뭄이 결정되며, 특정 지점의 과거부터 현재까지 예년상태에 대한 과부족으로 표현되기 때문에 다른 지점과의 직접적인 비교는 어렵다(American Meteorological Society, 1997). 대표적 기상학적 가뭄지수로는 SPI, SPEI, PDSI(Palmer Drought Severity Index) DI(Deciles Index), PN(Percent of Normal), EDI(Effective Drought Index)가 있다

- 농업학적 가뭄(agricultural drought)

농작물 생육과 관계되는 토양수분량의 부족으로 정의되며, 기상학적(또는 수문학적) 가뭄은 주로 강수의 부족, 실제 증발산량과 잠재 증발산량, 토양내 수분 결핍, 지하수위 및 저수지 수위 하강 등과 같이 농업에 영향을 미치는 것과 연관된다. CMI(Crop Moisture Index), CSDI(Crop Specific Drought Index), SMDI(Soil Moisture Deficit Index)와 ETDI(Evapotranspiration Deficit Index) 등 농업학적 가뭄 분석을 위해 활용되고 있다.

- 수문학적 가뭄(hydrological drought)

수문학적 가뭄은 하천수(stream water), 지하수, 저수지와 호소를 포함하는 수문 순환에서 물 부족으로 정의되는데(Lorenzo-Lacruz et al., 2013), 이 중에서도 하천수 가뭄(streamflow drought)은 관개(irrigation), 수변 생태계(riparian ecosystems)와 공공의 물 수요(public water supply) 등에 절대적으로 영향을 미친다. 수문학적 가뭄은 대개 기상학적 가뭄과 농업학적 가뭄보다 늦게 나타난다. 강수량의 부족이 토양수분량, 하천유량, 지하수, 저수지 수위 등의 수문학적 시스템에 등장하기까지 꽤 오랜 기간이 필요하기 때문이다(Mishra and Singh, 2010). 가뭄이 사회·경제적으로 미치는 파급에도 어느 정도 시간차가 있어서 강수량의 부족으로 토양수분량은 직접적으로 저하되기 때문에 농업 종사자들은 비교적 즉각적인 영향을 받지만 저수지 수위는 느리게 반응하여, 전력생산이나 휴양시설로써의 역할은 유지할 수 있다. 강수량이 예년수준으로 회복되고 기상학적 가뭄이 약해지면 하천 및 지하수위가 회복된다. 우선 토양내 수분이 회복되고 나면 하천유량, 호소 그리고 지하수의 차례로 정상단계에 도달된다. 회복 과정에서 특히 토양 내 수분에 의존하는 농업은 가장 이르게 가뭄에서 벗어나지만 반대로 댐과 같은 저류시설을 이용하는 분야에서는 해갈에까지 수개월이 소요될 수 있다. 가뭄으로부터 가장 늦게 영향을 받는 지하수 사용자는 가뭄이 끝나도 적정 수위를 회복할 때까지 가장 많은 시간이

소요된다(Eltahir and Yeh, 1998). PHDI(Palmer Hydrological Drought Index), SWSI(Surface Water Supply Index), RDI(Reclamation Drought Index), RSDI(Regional Streamflow Deficiency Index)가 대표적이다.

- 사회·경제학적 가뭄

사회·경제학적 가뭄은 상품의 수요, 공급과 기상학적, 수문학적, 농업학적 가뭄의 요소와의 연관 관계로 정의된다. 물, 목초(forage), 식량(food grains), 어업(fish)과 발전(hydroelectric power) 등은 날씨와 연관이 깊다. 사회·경제학적 가뭄은 물 부족으로 인하여 상품 생산에 요구된 물 수요에 공급이 미치지 못할 때 발생한다. 따라서 상대 변화율을 고려해야 한다. 상대변화율의 비교에서 수요가 공급보다 빨리 증가하고 있다면 가뭄에 취약해지고 있음을 의미한다.

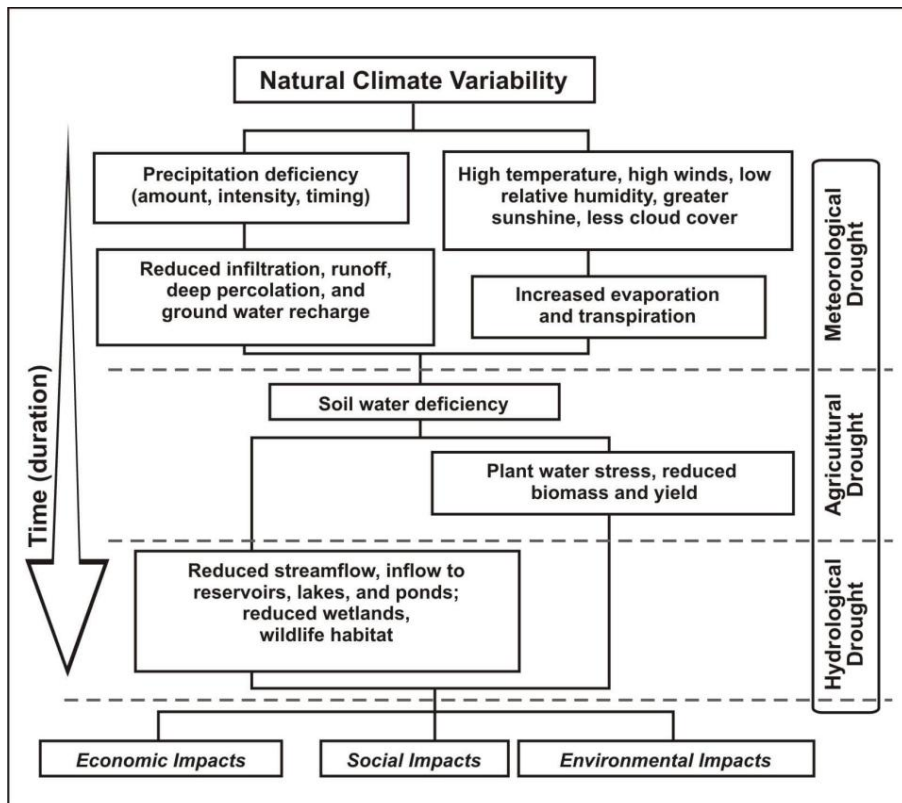


Figure 2.1 Sequence of drought occurrence and impacts for commonly accepted drought types (Wilhite and Glantz, 1985)

2.2 가뭄지수의 선정

기상학적 가뭄은 장기간 평균보다 강수량이 부족하여 발생되는데, 장기간을 구체적으로 정하기 어렵고 이에 평균보다 부족한 양을 구하기도 쉽지 않다. 그리고 홍수와 달리 피해의 정량화가 쉽지 않아 언제 얼마나 강한 가뭄이 발생했는지 비교 검토할 수가 없다. 따라서, 대부분의 기상학적 가뭄 관련 연구에서는 사례 분석에 치중해 가뭄지수를 이용한 가뭄의 규모와 빈도의 정량화만 시도하고, 가뭄지수를 비교하여 선택하는 연구는 드물었다. 오히려 더 많은 가뭄지수가 소개되었고, 몇몇의 연구에서 가뭄지수 간의 성능을 간단하게 비교하거나 복수의 가뭄지수들을 활용할 것을 추천하고 있다. 기상, 농업, 수문 및 사회·경제적 가뭄의 표현을 위한 가뭄지수 중 특히 가뭄 전파의 최전선에 있는 기상학적 가뭄지수의 입력 자료는 쉽게 구할 수 있다. 반면 그로부터 유발되는 피해자료를 구하기 어려워 가뭄지수와 피해와의 정량적 관계 규명을 통한 적정 가뭄지수의 선택은 이뤄지지 못하고 있다. 이에 이 연구에서는 기상학적 가뭄지수의 성능을 평가한 사례를 조사하였다.

2.2.1 기상학적 가뭄에 대한 기상학적 가뭄지수의 성능 비교

초창기 가뭄지수의 선정에 관한 연구에서는 실제 가뭄 피해를 정할 수 없다는 것에 주목하여 각각의 가뭄지수가 보유하고 있는 장점과 단점을 파악하고 이를 근거로 좀 더 유용한 가뭄지수를 권고하는 수준에 그쳤다. Redmond (1991)는 견고성, 용이성, 투명성, 정교함, 확장성 및 차원에 대하여 가뭄지수의 우수성이 평가되어야 함을 밝혔다. Guttman (1998)은 SPI가 PDSI보다 단순하고, 공간 일관성, 위험도 및 의사결정 측면에서도 유용함을 밝혔다. Hayes et al. (1999)는 SPI의 간단하고 다양한 시간규모를 고려할 수 있다는 장점을 언급하면서 다양한 이해 관계자에게 유용함을 확인하였다. 다만 SPI도 완벽하지 않기 때문에 PDSI 등 다른 가뭄지수와 상호 보완하여 사용하기를 추천하였다.

그 외에도 가뭄 지수들의 장점과 단점을 비교한 연구들이 발표되었다(Heim, 2002; Keyantash and Dracup, 2002). Keyantash and Dracup (2002)과 Narasimhan and Srinivasan (2005)은 가뭄지수의 평가를 위해 통계적 강건성, 용이성, 투명성, 확장이 뛰어난 정교성과 다차원성을 고려할 필요가 있음을 소개하였다. 주로 서로 다른 가뭄지수를 비교하는데 있어 통계적 평가보다는 정성적인 추천이 주를 이루고 있었다(Keyantash and Dracup, 2002; Steinemann, 2003; Quiring, 2009). Steinemann et al. (2005)의 설문조사에 따르면 적절한 가뭄지수는 데이터의 가용성, 비용, 품질의 일관성, 실용성, 명확성 및 과학적 타당성, 가뭄 시작 및 종료의 구분을 위한 적정 임계값의 선정, 통계적 일관성의 고려하여 선정할 필요가 있음을 강조하였다.

이후 기상학적 가뭄지수의 정량적 성능 평가에 대한 필요성이 꾸준히 대두되어 관측 변수를 이용한 비교 연구가 시도되었다. Wu et al. (2001)이 수행한 SPI, CZI 및 Z-Score를 상호 비교 결과에 따르면 CZI와 Z-Score는 모든 시간 척도에서 SPI와 유사한 결과를 보였고, CZI(China-Z Index)와 Z-Score의 계산은 SPI에 비해 상대적으로 쉽기 때문에 수분 상태를 모니터링 하는데 유리할 수 있음을 보였다. Morid et al. (2006)는 가뭄 모니터링을 위해 이란 지역의 7개 기상학적 가뭄지수의 성과를 비교하였다. DI, PN, SPI, CZI, MCZI(Modified CZI), Z-Score와 EDI를 비교하였고, SPI, CZI 및 Z-Score가 비슷한 성능을 보였지만 가뭄 시작에 대한 지연된 응답이 확인되었고, DI는 공간 및 시간적 변동성이 컸고 SPI와 EDI는 가뭄의 시작과 공간 및 시간적 변화를 일관성이 평가하고 있음을 주목하였다. 한반도를 대상으로 한 최근 연구를 살펴보면 Kim and Lee (2011)은 1973년부터 2009년 사이의 69개 기상청 지상관측소의 강수, 기온, 증발량 등 기후변수와 이를 이용하여 생산한 가뭄지수의 공간분포를 행정구역별로 나타내었다. 이 연구에서는 각종 신문의 가뭄 기사를 토대로 가뭄 사례를 수집 및 종합한 실제 가뭄기록과 기후변수 및 가뭄지수를 사이의 ROC(Receiver Operating Characteristics) 분석을 통해 실제 가뭄을 잘 보여주는

가뭄지수 혹은 기후변수를 가뭄의 심도에 따라 제시하였다. 그 결과, PN, SPI3과 Deciles가 비교적 우수함을 밝혔다. Park et al.(2017)은 기상학적 가뭄지수의 효과적 활용을 위하여 대표적인 기상학적 가뭄지수 SPI와 SPEI 결과로 구한 가뭄 특성(drought characteristic)과 기상변수(meteorological variable)를 비교하였다. 연구결과, 동일한 기상 상태일 때 상대적으로 SPI가 가뭄 심도를 과대평가, SPEI가 빈도(frequency) 및 지속시간(duration)을 과대평가하였다. 가뭄 심도(severity)가 강할수록 지속시간이 짧을수록 강수량의 부족이 가뭄에 더 지배적이었다. 또한 지속시간과 가뭄 심도에 대한 기상 상태를 분석하였는데 짧은 지속기간에서 강수량의 영향이 매우 컸으며, 지속기간이 길어질수록 그와 반대였는데 이는 잠재증발산량의 영향력이 상대적으로 증가하기 때문임을 밝혔다. 가뭄 심도와 강수는 SPI와 SPEI 모두에서 동일하게 비례하였으나 그 외 기상인자들은 가뭄지수와 유의미한 관계가 드러나지 않았다.

초창기 가뭄지수의 선정에 관한 연구에서는 실제 가뭄 피해 사례를 정할 수 없음에 주목하여 기상학적 가뭄지수들을 정성적으로 평가하였다. 이후에도 여전히 기상학적 가뭄으로 인한 피해 사례를 정량화하기 어려웠으나 기상학적 가뭄지수와 기상변수들간의 비교 연구는 활발히 이뤄졌다. 그리고 최근에는 빅데이터 기술을 이용한 가뭄상황 조사와 가뭄지수 간의 비교를 통한 적정 가뭄지수의 평가가 시도되고 있다(Zhang et al., 2017; Lee et al., 2015).

2.2.2 수문학적 가뭄에 대한 기상학적 가뭄지수의 성능 비교

강수량의 부족으로 인해 토양수분량이 부족해지고 유출량이 감소하여 다양한 형태의 가뭄피해를 발생시킨다. 따라서 대상이 되는 가뭄을 설명하는 적절한 가뭄변수를 선택하여 기상학적 가뭄지수와 비교하고 있다. 그 중 Changnon (1987)은 강수량 부족이 단계적으로 유출량, 토양수분, 하천유량, 지하수위에 미치는 영향을 시계열로 보여주었다. Lorenzo-Lacruz et al. (2010)은 스페인 중부

의 하천유량과 저수지의 저수량에 대한 수문학적 가뭄변수를 이용하여 SPI와 SPEI를 비교하였는데, 그 결과 SPEI의 결과가 우수함을 확인하였다. 이는 하천유량과 저수위 저수량은 강수량 뿐만 아니라 기온에도 영향을 받고 있음을 의미한다.

Zhai et al. (2010)은 중국의 10개 지역에서 SPI와 PDSI와 하천유량간의 상관관계를 비교했다. 연구결과, 6개 유역에서 하천유량의 아노말리와 연평균 PDSI 및 SPI 사이에 통계적으로 유의미한 상관 관계가 발견되어 두 지수 모두 하천유량을 잘 설명하고 있음을 밝혔다. Vicente-Serrano et al. (2012)은 농업, 생태 및 수문학적 가뭄에 대하여 SPI, PDSI와 SPEI의 성능을 비교하였다. 이 연구에서는 수문학적 가뭄에 대한 변수 중 하천유량을 이용하였고, 상관성 분석을 통해 SPI와 SPEI의 성능이 우수함을 밝혔다. Lee et al. (2015)은 SPI 및 SPEI와 SDI(Streamflow Drought Index)의 상관정도를 분석하였다. 월별 상관계수 비교 결과, 지속기간 270일에 기상학적 가뭄지수와 월 총 유입량과 상관정도가 가장 높은 0.67로 나타났고 기상학적 가뭄지수로 SDI와의 상관정도는 0.72~0.87이었다. 연별 극한값을 비교한 결과, 월 총 유입량의 최저값과 기상학적 가뭄지수의 연관성은 거의 확인되지 않았다. 다만 SDI와 SPEI와의 매우 높은 상관정도를 확인하였다.

Zhao et al. (2014)은 기상 가뭄이 하천 가뭄에 미치는 영향을 확인하기 위해 빈도, 규모, 시작 시간 및 지속 시간에 대하여 비교하였다. 이 연구는 중국 북서부유역을 대상으로 11개의 기상 가뭄과 6개의 하천수 가뭄이 확인되었는데, 하천수 가뭄은 약 127일 뒤에 발생하였다. 그리고 하천수 가뭄의 평균 지속시간은 더 긴 편임을 밝혔다. 이들은 마지막으로 기상 및 하천수 가뭄의 관계를 분석한 결과를 이용한 지역 수자원 관리를 추천하였다. Zhao et al. (2016)은 SRI와 SPEI를 이용하여 중국 중부 유역의 기상 가뭄에 대응되는 하천수 가뭄을 조사하였다. SRI와 SPEI 사이의 강한 상관관계가 확인되었고, 2개월 지속기간의 SPEI와 SRI의 상관도가 가장 높았다. 계절별로는 건기에 상관정도가 더

높아 11월의 상관계수 0.89였다. 또한, 가뭄과 기상 가뭄 사이의 강한 반응 관계도 확인되었다.

Kim and Chung (2017)은 청미천 유역을 대상으로 1985년부터 2015년까지의 가뭄지수를 이용하여 침투 가뭄심도와 지속기간을 분석하였다. 이를 위해 기상학적 가뭄지수인 SPI, SPEI와 수문학적 가뭄지수인 SDI를 비교하였다. 그 결과, 침투 발생 비교를 통해 SDI와 SPI는 0.59개월, SPEI는 0.72개월의 차이를 확인하였다. 그리고 최대 수문학적 가뭄은 SPI 및 SPEI 최대 값 발생 2달 후에 발생하였다.

이상의 연구들로부터 최근에는 기상학적 가뭄이 농업 및 수문학적 가뭄으로 전이되는 특성에 기초하여 기상학적 가뭄지수와 수문학적 가뭄변수의 정량적 관계분석 및 재현 능력이 우수한 기상학적 가뭄지수를 찾는 연구가 이뤄지고 있음을 알 수 있었다. 특히, 수문학적 가뭄을 대표하는 변수로 하천유량 및 댐 저수량 등은 비교적 쉽게 취득할 수 있어 이와 관련된 연구가 많이 수행된 편이었다. 하지만 하천수 사용이 배제된 댐 상류 및 자연상태를 가정한 모의유량과의 비교가 대부분이어서 댐 하류의 하천수 사용 등을 고려한 연구가 필요함을 확인하였다.

2.3 하천관리유량의 설정

하천수 가뭄으로 인한 하천수 부족은 수력 발전, 레크리에이션, 관개 농업과 같은 수자원 공급으로 운영되는 활동을 제약하여 사회·경제적 가뭄에 영향을 미친다. 하천수 부족은 분석 목적에 따라 다양한 임계수준이 쓰일 수 있는데, 사회·경제 활동을 위한 하천수 필요수량에 대한 하천수 부족은 유허곡선을 이용한 통계적인 임계수준보다 취수(intake)활동, 즉 하천수 수요(demand)로부터 구한 임계수준을 필요로 한다. 우리나라 하천수 취수는 댐에 의한 계약과 하천수 사용허가로 나뉜다. 여기서 댐에 의한 계약은 댐과 하류에 있는

사용자간의 계약을 근거로 댐 관리자가 하천으로 계약량을 공급하면 사용자는 하천에서 공급량을 취수하게 된다. 하천수 사용허가는 하천에서 흐르는 수량에 대한 허가로서 전체 하천수 취수량(댐 계약 + 하천수 사용허가) 중 상당부분을 차지하고 있는데, 일례로 이 연구 대상지인 금강은 하천수 사용허가가 70% 이상을 차지하고 있기 때문에 하천수 부족 계산 시 반드시 하천수 사용허가가 반드시 고려되어야 한다.

2.3.1 용어정의

우리나라 하천관리유량 설정과 관련하여 2015년 국토해양부에서 발간한 하천기본계획 지침을 토대로 용어의 정의, 산정방법 및 관련 법령을 정리하였다.

Table 2.1 Definition, calculation method, and summary of laws related to river management flow

용어	정의, 산정 및 근거
하천수	(정의) 하천수라 함은 하천의 지표면에 흐르거나 하천바닥에 스며들어 흐르는 물 또는 하천에 저장되어 있는 물
하천유지유량	(정의) 하천의 정상적인 기능 및 상태를 유지하기 위한 최소한의 유량 (산정) 하천유지유량은 「하천유지유량 산정요령(2009)」에 따라 하천수질 보전, 하천생태계 보호, 하천경관 보전, 염수침입 방지, 하구막힘 방지, 하천시설물 및 취수원 보호, 지하수위 유지 등을 위해 산정된 필요유량을 감안하여 결정 (근거) 「하천법」 제51조에 따라 중앙하천관리위원회의 심의를 거쳐 국토교통부장관이 고시
하천수 사용	(정의) 하천수 사용이라 함은 생활·공업·농업·환경개선, 발전·주운 등의 용도로 하천수를 사용하는 행위
기준갈수량	(정의) 기준갈수량은 각 해의 갈수량(1년중 355일은 이보다 저하하지 않는 유량) 중에서 10년에 1회 정도 발생한다고 생각되는 갈수량 (산정) 표준유역별 유황분석 및 빈도분석을 실시하여 자연상태의 기준갈수량을 산정
하천관리유량	(정의) 하천관리유량은 하천의 제반기능을 충족시킬 수 있도록 흘러야 할 유량 (산정) 하천유지유량에 이수유량을 더하여 산정하고 지류유입량, 댐방류량, 기타시설 방류량 등을 고려
이수유량	(정의) 이수유량은 하천에서 실제로 취수되는 유량으로 기득 및 허가수리권에 해당되는 유량 (산정) 이수유량은 하천수사용 허가량과 허가량에 회귀율을 고려한 사용량을 기준으로 산정

※ 하천기본계획 지침에서 말쑤한 내용으로 해당 지침과 중복될 수 있음

2.3.2 일본의 수리권 및 정상유량

우리나라의 수리권 제도는 일본과 상당히 유사하고, 하천관리유량 추정 방법도 일본의 정상유량 추정 방법에 근간을 두고 있다. 이에 일본의 수리권을 간략하게 정리하였다. 일본의 수리권은 크게 허가 및 관행 수리권으로 구분되는데, 관행 수리권은 법제화 이전의 수리권으로써, 1896년도에 「하천법」 제정 전까지 하천으로부터 취수해 온 수리권으로 1964년의 새로운 「하천법」 제정에 따라 신고의 의무가 생겼고, 신고한 관행 수리권은 허가로 인정하였다. 「하천법」 23조에 따라 하천수 사용허가는 하천 등급별 국토교통성 및 도, 현의 허가를 받아야 한다. 신규 하천 사용허가 시 일본은 기존 허가 하천의 정상적인 기능을 유지하는데 지장이 없어야 한다는 명제 아래 하천수 사용허가의 기준유량(기준갈수량)에서 하천유지유량과 기득 허가량(수리유량)을 제하여 가용 수량을 파악하고 있다. 일본에서는 하천관리유량(정상유량)을 “하천유지유량과 수리유량을 모두 만족하는 최소유량”으로 정의하고 있는데 이는 「하천법」에 근거하고 있으며, 여기서 하천유지유량은 하천을 종합적으로 고려하고 유지하는데 필요한 유량으로 정의하고 있다(김종원, 2004).

일본의 정상유량의 산정 지침 탄생의 배경을 살펴보면 1992년에 「정상유량검토의 지침」을 정리하였고, 1997년에 「하천법」이 일부 개정되어 같은 해 12월에 시행되었는데, 같은 법 제16조에 하천관리자는 관리하는 하천의 정비에 대하여 「하천정비 기본방침」을 근거로 의무화되어 있고, 「하천법」 시행령 제10조2에서 「하천정비 기본방침」에 주요한 지점에서 하천수의 정상적인 기능을 유지하기 위해 필요한 유량에 관한 사항을 정하여야 함을 언급하고 있다. 정상유량은 하천유지유량과 수리유량을 함께 만족해야 하는데, 하천유지유량은 통선, 어업, 관광, 유수의 청결, 염해 방지, 하구 폐쇄 방지, 하천관리시설의 보호 등을 종합적으로 고려하여 산정된다(Chung and Chun, 2002).

2.3.3 국내 하천관리유량의 설정

하천관리유량은 기득 하천수 사용허가에 의한 사용량과 하천유지유량을 더한 값으로써, 이 장에서는 하천수 사용허가에 허가 기준으로 사용하는 기준갈수량, 하천유지유량과 하천수 사용량에 대하여 정리하였다. 하천수 사용허가 검토 시 기준으로 사용되는 유량은 기준갈수량에서 하천유지유량을 제한 값이다. 이는 평수시와 홍수시의 유량을 허가기준으로 이용하면 물 부족 발생기간이 상당히 길어지기 때문이다. 하천수 사용을 보장하기 위해 갈수량을 허가 기준으로 이용하고 있으나, 기준갈수량은 10년 빈도의 갈수로써, 연 최대치 갈수량을 추출하고 빈도해석으로 구할 수 있다. 또는 10년간의 갈수량 자료 중 제일 적은 유량으로 활용될 수 있다. 지금까지 수자원장기종합계획에서 주로 자연상태를 가정한 유출모형으로 구한 일 유량을 빈도해석하여 기준갈수량을 구하고 있다.

하천유지유량은 하천의 정상적인 기능유지를 위해 하천에 흘러야 하는 유량으로 항목별 필요유량을 만족시키는 유량을 평가하여 결정한다. 2009년에 정의 및 고시 관련 규정이 개정되었고, 2015년 5대강 본류 외 65개(한강21, 낙동강24, 금강9, 섬진강4, 영산강7) 하천, 76개(한강26, 낙동강27, 금강10, 섬진강5, 영산강8) 지점에 고시되어 있다. 하천수 사용량은 하천수 사용 허가량과 허가량에 회귀율을 곱한 값으로 산정된다. 실제 하천수 사용량인 실적량을 기준으로 산정할 수도 있으나 실적량은 연중 일정하지 않고 피허가자가 스스로 보고하는 것으로 그 신뢰성에는 한계가 있다(국토교통부, 2015). 일반적으로 생공용수는 허가량의 65%, 농업용수는 허가량의 35%, 환경개선 용수는 100%가 하천으로 회귀된다고 가정한다. 아울러, 이러한 사용량, 회귀량과 공급량의 수지를 고려하여 하천관리유량을 결정하게 하는데 이는 3장에서 자세하게 다루겠다.

제 3 장 배경 이론

3.1 표준강수 증발산지수와 GEV 분포

대부분의 가뭄 연구에서는 Yevjevich (1967)의 “런(run)” 이론을 이용하여 임계값 이하의 부족량을 가뭄으로 해석하고 있다. 가뭄은 정의가 복잡하기 때문에 수문기상 변수의 임계수준(threshold level)을 결정한 후에 부족과 과잉을 구분하여 가뭄의 기간 및 부족량을 구하거나(Tallaksen et al., 1997; Pandey et al., 2008), 수문기상 변수를 확률분포형에 적합시킨 후 표준화된 지표를 계산, 정상상태와 비교할 수 있다(Guttman, 1999; Vicente-Serrano, 2010). 비매개변수적 방법에서는 가뭄을 정의하는 임계수준에 따라 부족량이 결정되므로 적정 임계수준에 대한 신중한 접근이 필요하고(Wu et al., 2007), 매개변수적 방법은 비매개변수 방법에 비하여 관측자료의 비정상성을 재현하기 어렵다는 단점이 있다.

SPI(Standardized Precipitation Index; McKee et al., 1993)는 1993년 제안된 이후로 지역 및 자료 특성에 맞게 수정, 보완되면서 발전해 왔다(Wu et al., 2007; Pietzsch and Bissolli, 2011; Chanda and Maity, 2015). Wu et al. (2007)는 북미지역에서의 SPI 값의 집합이 정규분포에서 벗어남을 확인하고, 이를 보완하는 과정을 소개하였다. Pietzsch and Bissolli (2011)는 WMO RA VI 지역에서 강수 확률분포형의 재선정, SPI 값의 정규분포 적합여부 검토 등을 보완하였다. Chanda and Maity (2015)는 강수량의 계절적 편차가 크고 주기성이 강한 경우에 사용할 수 있는 SPA (Standardized Precipitation Anomaly Index)를 제안하였다.

SPI는 대표적인 기상학적 가뭄지수이지만 강수량의 변동성(variation)이 기온 또는 잠재증발산량(Potential EvapoTranspiration: PET)의 변동성에 비하여 절대적임을 가정하고 있다(Sung and Chung, 2014). Figure 2.1에 따르면 기상학적 가뭄 발생의 주요 원인 중 하나는 기온 상승에 기인한 증발산량의 증가이다. 이에

강수량에 증발산량의 변동성을 고려한 SPEI(Standardized Precipitation Evapotranspiration Index, Vicente-Serrano et al., 2010)가 최근에 제안되었다. SPI와 SPEI는 매개변수적 방법으로 기상변수만 다를 뿐 비초과확률(nonexceedance probability)을 계산하고 표준정규분포(standardized normal distribution)에서 같은 비초과확률을 갖는 확률변수를 계산한다(Stagge et al., 2016).

SPEI는 특정 월(i)에서 누적된 강수량(P)과 잠재증발산량(PET)의 차이인 부족량 D_i 는 가뭄에 대한 확률변수로써, PET 는 입력자료가 간단한 Thornthwaite (Thornthwaite, 1948; Thornthwaite and Mather, 1955) 모형이 널리 쓰이고 있다(식 (3.1)).

$$D_i = P_i - PET_i \quad (3.1)$$

월 부족량 시계열 D_i ($i=1,2,...,i,i+1,...,n$)에서 특정 i 월에 대한 누적 부족량 DS_i 는 식 (3.2)와 같다.

$$DS_i = \sum_{j=i-t_d+1}^{j=i} D_j \quad (3.2)$$

누적 부족량 DS_i 를 log-logistic 확률밀도함수(Probability Density Function; PDF, 식 (3.3a))와 누가분포함수(Cumulative Distribution Function; CDF, 식 (3.3b))에 적합시킨다. 식 (3.3)의 α , β 와 γ 는 log-logistic 분포의 매개변수이다. log-logistic 분포에 적합시켜서 구한 누적 부족량의 누가분포함수(식 (3.3b))로 비초과확률(nonexceedance probability)을 계산하고 표준정규분포(standardized normal distribution)에서 같은 비초과확률을 갖는 확률변수가 SPEI이다. 여기서 비초과확률($P(X \leq x)$)은 특정 값(x)보다 같거나 이보다 작은 사상이 발생할

확률로써 식 (3.3b)로 구해진다.

$$g(x) = \frac{\beta}{\alpha} \left(\frac{x - \gamma}{\alpha} \right) \left[1 + \left(\frac{x - \gamma}{\alpha} \right) \right]^{-2} \quad (3.3a)$$

$$G(x) = \left[1 + \left(\frac{\alpha}{x - \gamma} \right)^\beta \right]^{-1} \quad (3.3b)$$

아시아 지역에서의 월 강수량은 일반적으로 gamma 분포형에 잘 적합되기 때문에(Mooley, 1973), SPI는 월 강수량의 지속기간에 관계없이 2변수(two-parameter) gamma 분포형이 추천되며, SPEI는 GLO(Generalized LOGistic) 또는 GEV(Generalized Extreme Value) 분포와 같이 꼬리가 두터운 확률분포형에 적합하다고 알려져 있다(Vicente-Serrano et al., 2010; Stagge et al., 2016). GEV 분포의 PDF와 CDF는 식 (3.4), (3.5)와 같으며, 위치(location), 규모(scale) 및 형상(shape)과 관련한 3개의 매개변수로 구성된다. 매개변수는 모멘트법(method of moment), 최우도법(method of Maximum Likelihood; ML) 및 L-모멘트법(method of L-moment)으로 추정할 수 있다. 모멘트법을 이용한 매개변수 추정은 왜도계수(γ)로부터 형상 매개변수(식 (3.6), (3.7))를 계산하고 차례로 규모(식 (3.8)) 및 위치 매개변수(식 (3.9)) 계산으로 이어진다(Ramachandra and Hammed, 2000).

$$f(D) = e^{-y} \left(\frac{\alpha}{\kappa} - \frac{\alpha}{\kappa} y^{\kappa} + \xi \right), \quad y = \left[1 - \kappa \left(\frac{d - \xi}{\alpha} \right) \right]^{1/\kappa} \quad (3.4)$$

$$F(D) = \exp \left\{ - \left[1 - \frac{\kappa(d - \xi)}{\alpha} \right]^{1/\kappa} \right\} \quad (3.5)$$

$$\gamma = \text{sign}(\kappa) \cdot \frac{-\Gamma(1+3\kappa) + 3\Gamma(1+\kappa)\Gamma(1+2\kappa) - 2[\Gamma(1+\kappa)]^3}{[\Gamma(1+2\kappa) - \Gamma(1+\kappa)^2]^{1/2}} \quad (3.6)$$

$$\kappa < 0, 1.14 < C_s < 10$$

$$\begin{aligned} \kappa = & 0.2858221 - 0.357983C_s + 0.116659C_s^2 - 0.022725C_s^3 \\ & + 0.002604C_s^4 - 0.000161C_s^5 + 0.000004C_s^6 \end{aligned} \quad (3.7a)$$

$$\kappa < 0, -10 < C_s < 0$$

$$\begin{aligned} \kappa = & -0.50405 - 0.00861C_s + 0.015497C_s^2 + 0.005613C_s^3 \\ & + 0.00087C_s^4 + 0.000065C_s^5 \end{aligned} \quad (3.7b)$$

$$\kappa > 0, -2 < C_s < 1.14$$

$$\begin{aligned} \kappa = & 0.277648 - 0.322016C_s + 0.060278C_s^2 + 0.016759C_s^3 \\ & - 0.005873C_s^4 - 0.00244C_s^5 - 0.000050C_s^6 \end{aligned} \quad (3.7c)$$

$$\alpha = \frac{\sigma |\kappa|}{[\Gamma(1+2\kappa) - \Gamma(1+\kappa)^2]^{1/2}} \quad (3.8)$$

$$\xi = \mu - \frac{\alpha}{\kappa} [1 - \Gamma(1+\kappa)] \quad (3.9)$$

확률변수, D 의 비초과확률을 식 (3.4)~(3.9)로 계산하고, 표준정규분포에서 동일한 비초과확률에 해당하는 확률변수가 SPEI가 되며, 가뭄 분류의 임계값들은 Table 3.1과 같다.

Table 3.1 Drought intensities categorized by SPEI

SPEI	Categorization	Cumulative probability	Exceedance probability
2.0+	extremely wet	0.9772	0.0228
1.5 to 1.99	severe wet	0.9332	0.0668
1.0 to 1.49	moderate wet	0.8413	0.1587
-.99 to .99	normal	0.5000	0.5000
-1.0 to -1.49	moderate dry	0.1587	0.8413
-1.5 to -1.99	severe dry	0.0668	0.9332
-2 and less	extremely dry	0.0228	0.9772

SPEI는 개발된 이후 국내외 여러 연구자들에 적용되어 왔다(Kim et al., 2012; 2013; Hernandez and Uddameri, 2014; Chen and Sun, 2015; Vicente-Serrano et al., 2015; Yu et al., 2014; Won et al., 2016). Kim et al. (2012)은 관측자료에 SPEI를 적용하여 남한지역의 과거 가뭄심도를 평가하였다. Kim et al. (2013)은 SPEI와 기후변화 전망자료인 RCP8.5 시나리오를 이용하여 남한지역의 미래 가뭄을 전망하였다. Won et al. (2016)은 잠재증발산량을 이용하는 두 가지 가뭄지수인 SPEI와 RDI(Reconnaissance Drought Index)를 한강유역에 적용하여 과거 가뭄의 정도를 비교하였다. Hernandez and Uddameri (2014)는 SPEI를 이용하여 텍사스 남부의 가뭄을 평가하였다. Chen and Sun (2015)는 중국 전역에 대해 SPEI를 구하고, 강수량과 기온에 대한 SPEI의 민감도(sensitivity)를 조사하였다. Vicente-Serrano et al. (2015)는 서로 다른 기후대 자료들에 대하여 SPEI, RDI, PDSI(Palmer Drought Severity Index), SPDI(Standardized Palmer Drought Index)를 적용하여 강수량과 증발산량이 가뭄지수 결과에 미치는 영향을 분석하였다. Yu et al. (2014)은 SPEI를 적용하여 중국의 가뭄 심도와 빈도에 대한 경향성 분석을 하였다. 최근에는 SPI와 SPEI를 비교 분석함으로써 연계 활용하고자 하는 연구들이 시도되고 있다. Jeong et al. (2014)는 북미지역의 GCM(Global Circulation Model)에 SPI와

SPEI를 적용하여, 가뭄전망에서 기온의 역할을 확인하였다. Bachmair et al. (2015)는 EDII(European Drought Impact report Inventory)의 개발을 통해 수문 및 기상학적 지표와 SPI 및 SPEI의 연관성을 분석하였다. Lee et al. (2015)는 기상학적 가뭄지수(SPI, SPEI)와 수문학적 가뭄지수(SDI) 간의 비교를 통해 SPEI와 SDI가 상관성이 높음을 밝혔다. Nam et al. (2015)는 농업적 가뭄을 중심으로 한반도에서의 기후변화에 따른 가뭄 위험도를 분석하였다. Touma et al. (2015)는 15개 GCM에 SPI, SPEI, SRI(Standardized Runoff Index) 및 SDDI(Supply-Demand Drought Index)를 적용하여 미래 가뭄을 전망하였다. Wang et al. (2015a)은 중국에서 발생한 가뭄 심도 변화를 SPI와 SPEI로 비교하였다. Xu et al. (2015)는 가뭄 심도(severity), 지속기간과 시·공간 변화를 SPI, SPEI 및 RDI로 확인하였다.

SPEI의 계산은 기존의 SPI와 유사하여 통계적 접근이 쉽고, 이에 많은 연구자들에게 적용되어 왔다. SPI나 SPEI는 장기간의 관측자료의 통계 특성에 근거하고 있어, 수문기상 변수의 통계 특성에 따라 자료를 가공하거나 자료에 적합하도록 방법론을 개선해야 한다. 하지만 지금까지의 SPEI 관련 선행 연구들에서는 자료의 경향성 등과 같은 사전 분석 없이 적용 위주의 연구에 집중하였다.

3.2 비정상성 빈도해석

수문기상 변수의 초과확률 추정에서 극한사상(extreme event)이 기후변화나 변동 등에 영향을 받지 않는 정상성을 가정하고 있지만 최근의 연구에서 극한사상의 규모(magnitude)와 빈도(frequency)의 변화가 확인되고 있다 (Strupczewski et al., 2001; 2009; He et al., 2006; Milly et al., 2008; Obeysekera and Salas 2013; Salas and Obeysekera, 2014; Sung et al., 2015). Milly et al. (2008)에 따르면 정상성이란 확률변수가 시간에 따라 변하지 않는 일정한 PDF를 가지는 것으로 정의된다. Milly et al. (2008)은 기후변화와 인간의 영향을 고려하여 수문자

료의 비정상성을 고려한 수자원 관리 및 개발, 그리고 수공구조물 설계가 강조하였다. 즉, 수문기상 시계열의 정상성 가정이 더 이상 유효하지 않기 때문에(Milly et al., 2008; Bayazit, 2015) 기존의 빈도해석과는 다른 접근법이 요구되고 있다.

현재 수행되고 있는 일반적인 홍수빈도해석은 연최대 홍수량이 기후변화나 장기적 변동(decadal variation) 등의 장기 사이클에 영향을 받지 않는 정상성을 가정하고 있다(Olsen et al., 1999). 그러나 최근 기후변화 연구에서 보고되는 강수량이나 유량의 경향성은 정상성의 가정이 유효한가에 대한 점검과, 비정상성을 고려한 빈도해석의 필요성을 절감하게 한다(Franks and Kuczera, 2002; Sung et al., 2017). 유출량의 경향성에 대한 우려는 이미 많은 연구자의 결과에 의해 강조되고 있다(Olsen et al., 1999; Stedinger and Crainiceanu, 2001; Lins and Slack, 1999; Douglas et al., 2000; McCabe and Wolock, 2002; Nogaj et al., 2007; Novotny and Stefan, 2007; Delgado et al., 2010).

홍수량의 비정상성에 대한 연구로써, Olsen et al. (1999)은 미국 미시시피강 상류의 홍수위험도 변화에 초점을 맞춘 연구들을 정리하였는데, 홍수위험도 변화의 요인으로 PDO(Pacific Decadal Oscillation)과 NAO(Northern Atlantic Oscillation)를 지목하고, 선형회귀식을 이용하여 연최대 홍수량과 이 두 기후인자 간의 관계가 시간의 함수임을 지목하였다. Stedinger and Crainiceanu (2001)는 비정상성을 고려한 연 최대 홍수량의 추정을 위해 평균의 선형추세를 고려한 이변수 대수정규분포 모형과 ARMA 모형을 개발하였다. 비정상성을 고려한 홍수빈도해석을 위해 PDF의 매개변수를 시간의 함수로 해석하도록 제안한 연구들도 상당수 발표되었다. Strupczewski et al. (2001)은 연최대 홍수량을 추정하기 위하여 Pearson Type 3 분포의 매개변수를 시간에 따라 변하는 변수로 정의하고, 최우도법으로 매개변수를 추정하였다. Nogaj et al. (2007)는 규모 매개변수를 시간의 함수로 가정하여 GP(Generalized Pareto) 분포를 이용하여 비정상성 홍수빈도해석을 제안하였다. Novotny and Stefan (2007)은 미네소타의

기후변화에 따른 관측 유량의 경향성을 확인하고 기후변화와의 상관관계를 검토하였다. Delgado et al. (2010)은 Mekong 강의 과거 연 최대 홍수량의 경향성 및 변동성을 Mann-Kendall 검정, 일반 최소 자승법, 비정상성 GEV 함수를 이용하여 분석하였고, Mekong 강의 연 최대 홍수량에 비정상성이 있음을 분석하였다.

주로 극한강수와 홍수를 중심으로 한 비정상성 관련 연구가 많이 진행되어 왔고, 최근들어 가뭄지수 관련 연구에서도 비정상성의 고려가 시도되고 있다 (Russo et al., 2013; Li et al., 2015; Wang et al., 2015b; Vicente Serrano et al., 2015). 대표적으로 Wang et al. (2015b)은 월 강수량에 대한 확률분포형의 매개변수를 시간 종속적인(time-dependent)의 함수로 계산한 비정상성 SPI를 제안하였고, Vicente Serrano et al. (2015)와 Li et al. (2015)는 강수량과 증발산량의 차이에 대한 확률분포형에 외부 기상인자의 연 변동성을 반영한 비정상성 SPI와 SPEI를 제안하였다.

일반적으로 비정상성을 고려한 CDF는 매개변수를 시간에 종속된 함수로 가정한다. 시간에 따라 변화하는 매개변수로 CDF가 시간에 따라 변하게 되며, Coles(2001)와 Katz et al. (2002)은 위치 매개변수와 규모 매개변수가 시간에 따라 일정한 선형 경향성을 가진다고 가정하여 비정상성 GEV 모형을 제안하였다. 정상성 GEV 분포의 CDF는 식 (3.10)과 같다.

$$F(x; \xi, \alpha, \kappa) = \exp \left\{ - \left[1 + \kappa \left(\frac{x - \xi}{\alpha} \right) \right]^{-1/\kappa} \right\} \quad (3.10)$$

Coles(2001)와 Katz et al. (2002)가 제안한 매개변수 함수는 식 (3.11)과 같다. $\xi(t)$, $\alpha(t)$, $\kappa(t)$ 는 각각 시간에 종속된 위치, 규모, 형상 매개변수이다. 선형 연구에서는 비정상성을 고려하여 형상 매개변수를 신뢰성 있게 추정하기가

어렵고, 그 결과에 차이가 없어 상수로 가정할 것을 제안하였다. 확률변수의 초과확률은 빈도해석으로 구해지는데, 빈도해석은 확률변수의 정상성을 가정하고 있기 때문에 확률변수의 비정상성이 확인되면 일반적인 빈도해석을 적용할 수 없다. 따라서 비정상성을 다룬 여러 가뭄연구에서는 식 (3.11)을 이용하여 초과확률을 구하는데 비정상성을 반영하고 있다(Russo et al., 2013; Li et al., 2015; Wang et al., 2015).

$$\xi(t) = \xi_0 + \xi_1 t \quad (3.11)$$

$$\alpha(t) = \exp(\alpha_0 + \alpha_1 t)$$

$$\kappa(t) = \kappa = \text{const.}$$

3.3 하천수 부족량의 계산

하천의 부족량은 임계수준으로 정량화되는데, 여기서 임계수준은 하천수 수요 및 통계적인 방법으로 결정된다. 특히, 임계수준 방법(threshold level method)은 가뭄의 시작과 끝을 쉽게 구분할 수 있어서 하천수 가뭄을 정의하는데 많이 이용되고 있다(Figure 3.1). 하천유량이 유황곡선으로 구해지는 임계수준 아래로 떨어질 때 가뭄이 시작되며 임계수준 이상으로 회복되면 가뭄이 종료된다. 통계적 임계수준은 일반적으로 유황곡선(flow duration curve)으로부터 구한 계절별(seasonal), 월별(monthly), 일별(daily) 임계수준을 이용하면 계절, 월 및 일별 단위로 변화하는 하천유량의 정상상태에 대한 부족량 또는 아노말리(anomalies)가 결정된다. 임계수준으로 가뭄을 구분하면 각 가뭄사상에 대한 지속기간(run-length, d_i), 총 물 부족량(run-sum, v_i)과 각 가뭄사상에 대한 규모(magnitude, v_i/d_i)를 쉽게 구할 수 있다(Figure 3.1).

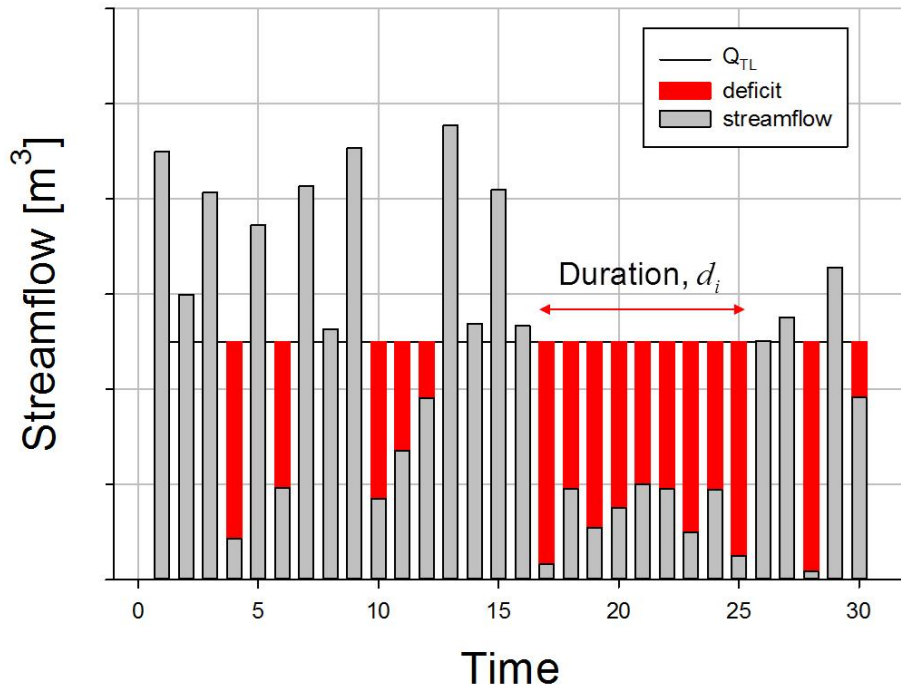


Figure 3.1 Definiton of stremflow drought and deficit based on threshold level method

월별(monthly) 또는 일별(daily) 임계수준은 Figure 3.2(b), (c)와 같이 월별 또는 일별 단위로 변화하는 홍수기 및 이수기 동안의 하천유량의 편차(deviation)를 찾아내는데 유용하다. 월별 또는 일별 임계수준으로 구분된 사상(event)들은 하천유량의 부족량 또는 아노말리(anomalies)라는 표현이 더 적합하다 (Tallaksen and van Lanen, 2004). 따라서 월별 또는 일별 임계수준은 ‘정상적인(normal)’ 기간에 대한 하천유량 부족량의 기간을 구분하는데 유용하다. 일별 임계수준은 365일 유황곡선의 초과확률(exceedance probability)로써 계산된다. N 년 동안의 일 유량자료를 이용하여 정해진 연도의 해당 일에 대한 초과 유량값은 식 (3.12)와 같이 계산할 수 있다. 여기서, QE_d 는 해당 날에 대한 초과 유량이며, n 은 일(day) 수이며, N 은 기록년수, i_d 는 해당 일에 측정된 유량의 오름차순 순위이다.

$$QE_d(\%) = \frac{((nN + 1) - i_d)100}{nN} \quad (3.12)$$

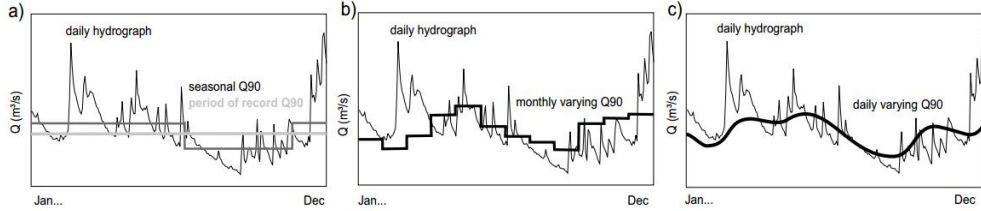


Figure 3.2 Illustration of threshold levels; a) fixed threshold b) monthly varying threshold c) daily varying threshold (Hisdal et al., 2001)

3.4 하천운영 평가 지표

하천수 부족의 특성은 크게 총 부족량, 지속기간 및 평균규모이며(Pandey et al., 2008), 이러한 부족의 특성을 정량화하여 용수공급을 평가하려는 시도는 계속되어 왔다. 대표적인 용수공급 평가지표는 신뢰도(reliability), 회복도(resiliency) 및 취약도(vulnerability)로써 이를 하천수 부족의 특성과 비교하면 하천수 총 부족량은 취약도, 지속기간은 회복도, 평균 규모는 취약도와 회복도의 함수이다. 하천수 부족의 특성을 Hashimoto et al. (1982)과 Fiering (1982)는 위험도 평가 기준의 기본 개념을 제시하였고, 이후 회복도와 취약도 같은 추가적인 위험도 기준에 대한 논의가 활발히 진행되어 왔다(Moy et al., 1986; Jinno et al., 1995; Srinivasan et al., 1999). Kjeldsen and Rosbjerg (2004)는 시스템이 시간 t 에서 $t+1$ 로 경과할 때, 용수공급 부족의 지속기간을 d_i 로 하고 대응하는 부족량을 v_i 로 하면 부족량은 공급과 수요의 차를 누가하여 구할 수 있음을 밝혔다(Figure 3.3, 식 (3.13)).

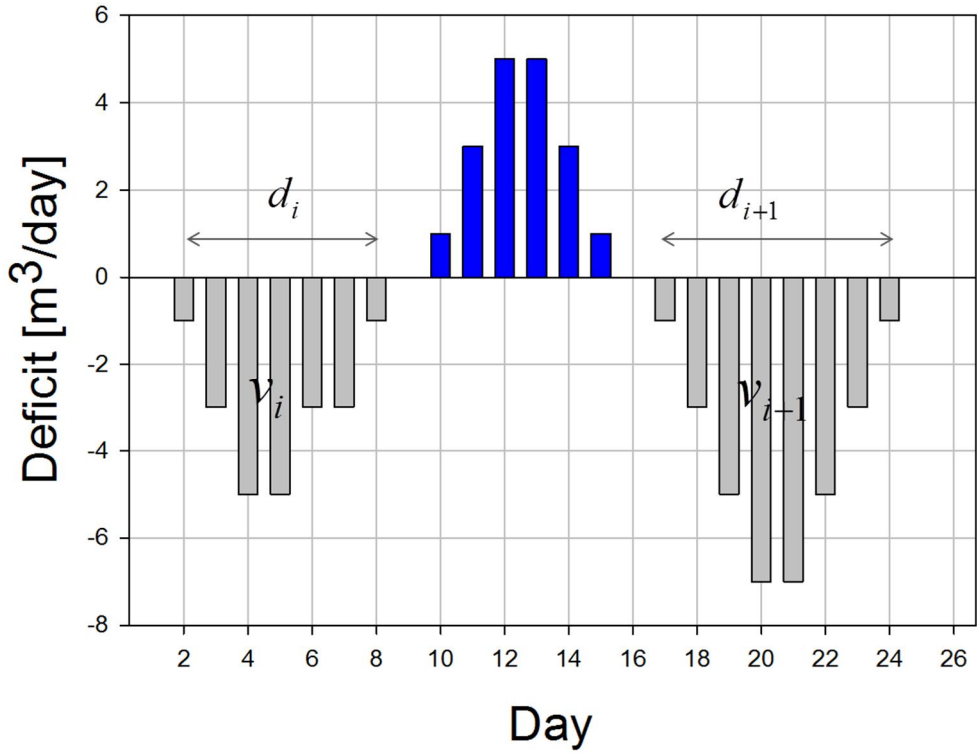


Figure 3.3 Success and failure of water supply

$$v(j) = \sum_{t=1}^{d(j)} [D(t) - Y(t)] \quad (3.13)$$

여기서, $d(j)$ 는 용수 부족상태의 지속기간, $D(t)$ 와 $Y(t)$ 는 수요와 공급이며, 신뢰도는 식 (3.14)과 같다. 여기서, M 은 실패사상의 수이며, T 는 전체 시간 단위 수이다. Hashimoto et al. (1982)가 제시한 회복도는 식 (3.15)와 같이 전체 용수 부족 발생사상을 대상으로 불만족 상태($d(j)$)에서 보내는 기간의 평균에 역수이다. 취약도는 각각의 물 부족 사상의 발생확률이 같다고 가정하는 것으로 식 (3.16)와 같이 용수부족 사상(M) 전체의 부족량(v_i)에 대한 평균이다. 취약도는 전체 물 부족량 평균, 즉 물 부족량의 합을 물 부족 발생 사상의 수로

나누는 것으로 이를 다시 연간 수요량으로 나누면 식 (3.17)와 같이 무차원 취약도가 된다(Loucks and van Beek, 2005). 신뢰도, 회복도 및 취약도를 이용하여 Zongxue et al. (1998)은 식 (3.18)과 같은 하나의 지수로 표현 가능한 복합가뭄위험도지수(Composite Drought Risk Index; CDRI)를 제시하였다. 여기서, ω 는 가중치(weighted value)이며, 각 가중치의 합은 1이다.

$$\text{Reliability} = 1 - \frac{\sum_{j=1}^M d(j)}{T} \quad (3.14)$$

$$\text{Resiliency} = \left\{ \frac{1}{M} \sum_{j=1}^M d(j) \right\}^{-1} \quad (3.15)$$

$$\text{Vulnerability} = \frac{1}{M} \sum_{j=1}^M v(j) \quad (3.16)$$

$$\text{Dimensionless vulnerability} = \frac{\sum_{j=1}^M v(j)}{\square \text{ water demand}} \quad (3.17)$$

$$\text{DRI} = \omega_1 \times (1 - \text{reliability}) + \omega_2 \times (1 - \text{resiliency}) + \omega_3 \times \text{dimensionless vulnerability} \quad (3.18)$$

CDRI와 같이 다수의 지표를 활용하여 조합할 때에는 각 지표의 중요도를 포함하고 있는 신뢰성 있는 가중치 산정 방법이 필요하다. 그 중 주성분 분석(Principal Component Analysis; PCA)은 비교적 객관적이고 정량적인 방법으로 자주 활용되고 있다(Han et al., 2015). 본 연구에서는 Zongxue et al. (1998)이 사용

한 동일한 가중치를 부여하는 방법과 더불어 PCA를 이용한 가중치 부여 방법으로 CDRI를 계산하였다. PCA는 상관관계가 높은 변수들의 선형결합을 이용하여 복합지수를 구성하는 다변량 분석으로써 원자료 또는 표준화된 자료에 적용되고 있다. 즉, 각 지표들이 비슷한 평균과 표준편차를 갖도록 변환하여 분포의 상이함에서 오는 왜곡을 최소화할 수 있다. 이 연구에서는 각 주성분 점수에 주성분별 기여율인 분산 설명량을 곱한 뒤 모두 더하는 PCA방법으로 CDRI를 산정하였다.

3.5 하천수 사용허가 및 하천관리유량

하천유지유량(Instream Requirement Flow; IRF, Figure 3.4에서 ⑤)은 하천의 정상적인 기능 및 상태를 유지하기 위한 최소한의 유량으로 「하천법」 제51조에 따라 국토교통부(Ministry of Land, Infrastructure, and Transport; MOLIT) 장관이 고시한다. 기득 허가량(streamflow for vested water rights)은 하천에서 실제로 취수(intake)되는 유량으로 관행 수리권(customary water right, Figure 3.4에서 ④)에 허가에 의한 하천수 사용량(river flow use permitted water rights, Figure 3.4에서 ③)을 합한 값이다(Figure 3.4). 기준갈수량(standard drought river flow, Figure 3.4에서 ①)은 10년 빈도 갈수량으로 일유량의 유허곡선에서 구한 연간 355일 이상 유지되는 일 유량의 빈도해석으로 구할 수 있다. 가용수량(water availability, Figure 3.4에서 ②, ①-③+④+⑤)은 기준갈수량에서 기득 허가량과 하천유지유량을 제한 값으로 신규 하천수 사용허가가 가능한 수량이다.

우리나라는 우기와 건기가 뚜렷하여 풍수와 평수를 기준으로 하천수 사용이 허가되면 1년 중에 9개월 이상 하천수 부족이 발생할 수 있어 안정적인 하천수 공급을 위해서 하천수 사용 허가량의 상한을 기준갈수량으로 정하고 있다. 일본은 우리나라의 하천수 사용허가 제도와 상당히 유사하여 허가량의 상한인 10년간 1순위의 갈수량(기준갈수량)에서 하천유지유량과 수리유량

(water use)을 더한 정상유량(normal streamflow)를 제한 가용수량 내에서 하천수를 허가하고 있다. 다만, 기준갈수량 계산에 이용되는 자료가 달라서 우리나라는 모의된 자연유량(simulated natural flow)을 일본은 관측유량(observed flow)을 사용하고 있다. 미계측 유역의 경우, 일본은 인근 유역의 관측 자료를 이용하여 추정하기를 추천하고 있는데, 우리나라의 기준갈수량은 「하천법」에 근거하고 있고, 수자원분야 최상위 계획인 수자원장기종합계획에서 중권역 및 표준유역별로 제시하고 있다. 미국은 하천 내에서 물의 가치와 효율적 이용을 위한 instream flow 또는 minimum flow를 산정하고 있으며, 일반적으로 10년 빈도 7일 갈수량을 기준으로 가용수량을 결정한다.

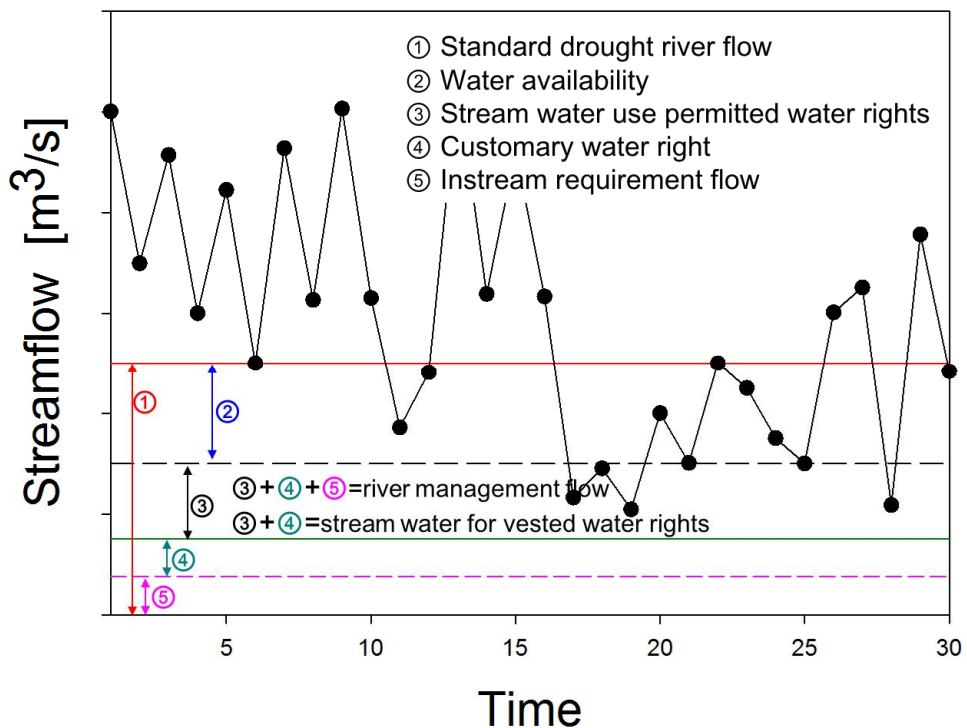


Figure 3.4 Concept of water rights in South Korea

Figure 3.4는 이상적인 기준갈수량, 하천관리유량 및 하천유지유량의 관계로

써, 실제 우리나라 몇몇 하천은 기준갈수량보다 하천유지유량이 많은 하천유지유량 부족 상태에 놓여 있다. 이는 본류의 경우 평균갈수량, 주요 지류의 경우 수질 개선 등의 필요유량으로 하천유지유량이 채택되었기 때문이다. 하천유지유량이 기준갈수량보다 큰 지점은 신규 하천수 사용허가를 위한 가용수량이 없어 본류에 대한 하천수 사용허가는 거의 이뤄지고 있지 않다. 하지만 갈수 시에도 일반적으로 관측 유량은 하수 방류 등이 포함되어 있기 때문에 하천관리유량보다 많고, 하천수 사용허가를 위한 가용수량이 있다. 따라서, 지금의 자연 상태를 가정한 기준갈수량을 이용한 하천수 사용허가 기준은 실제 하천수는 있지만 허가를 위한 수량은 부족한 모순적인 상황으로 현실적이지 못하다. 다만 관측 유량으로 기준갈수량을 산정하게 되면 기존의 기준갈수량 보다 많아지므로 현실적인 가용수량 파악이 가능해 질 수 있어 이에 대한 고민이 필요하다. 본 연구의 주된 목적은 하천수 사용허가의 새로운 기준의 설정이 아니고, 또한 관측유량은 갈수 시에도 하천유지유량을 보장하고 있는 이상적인 상황이므로 현재의 하천수량이 하천수 사용과 하천유지유량과 같은 수요를 보장할 수 있는지를 고민할 필요가 있다. 따라서 본 연구에서는 하천수 사용과 하천유지유량을 수요로 한 하천관리유량을 산정하였다.

하천관리유량(River Management Flow; RMF, Figure 3.4에서 ③+④+⑤)은 하천수 사용자의 수요를 만족하고, 하천의 정상적인 기능 및 상태를 유지하기 위해 필요한 최소한의 유량으로 하천유지유량(IRF, Figure 3.4에서 ⑤)과 기득 하천수 사용 허가량의 합(③+④)이며, 이는 곧 하천수 수요가 고려된 하천수 부족에 대한 임계수준이 된다. 하천관리유량은 일본 국토교통성의 정상유량 산정 방법에 따라 계산했는데, 표준유역 하천수의 공급, 수요의 물 수지로 구해진다. 공급량은 표준유역의 자체(I_{main}) 및 지류 유입량(I_{side}), 하천수 회귀량(I_{return})과 하폐수 방류량($I_{release}$)이며, 수요는 하천유지유량(IRF) 및 하천수 사용량(O_{intake})이다(Figure 3.5). 여기서 표준유역의 자체 및 지류 유입량은 기준갈

수량이다(식 (3.19)). 다만, 상류에 댐 등의 수원시설이 있는 경우, 댐 계약량이 기준갈수량이 된다. 하천관리유량의 계산을 위해 하천의 종점은 하천유지유량을 항상 만족해야 하므로 최하류 지점의 하천관리유량은 최소 하천유지유량보다 많아야 한다. 따라서, 종점의 하천유지유량을 시작으로 상류로 계산해 나가며, 상류의 하천관리유량은 하류의 하천관리유량보다 많아야 하므로, 상류의 하천관리유량은 하류에서 구한 하천관리유량과 해당유역의 하천유지유량을 비교하여, 큰 값을 선택한 후 하천수의 공급은 빼고 수요는 더하여 추정한다. 이는 하류의 하천수 수요를 충족시키기 위해 상류에서는 하류의 하천관리유량 이상을 내보내야 하기 때문이다. Figure 3.6은 하천관리유량 계산을 위한 예제로써 하류부터 계산을 하는데 A지점은 하구로써 직하류의 하천관리유량은 하천유지유량이 된다. A~B 구간의 하천관리유량을 구하기 위해 하천유지유량과 직하류의 하천관리유량(여기서, 하천유지유량)을 비교하여 더 큰 값에 하천수 수지를 고려하여 계산한다(식 (3.20)).

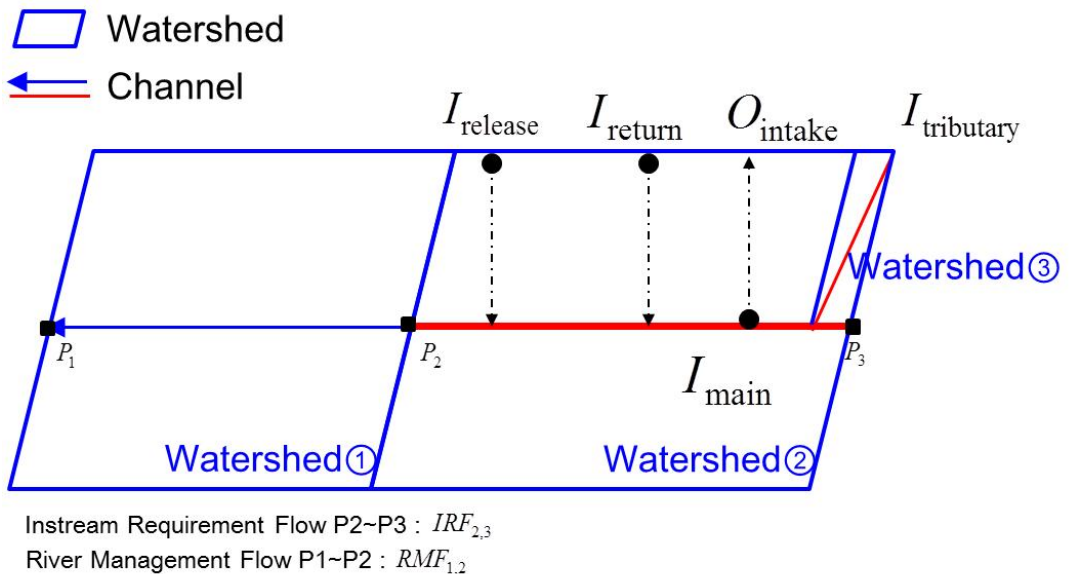


Figure 3.5 Schematic diagram of calculating RMF for main stream

$$RMF_{2,3} = \max(IRF_{2,3}, RMF_{1,2}) + O_{\text{intake}} - (I_{\text{main}} + I_{\text{side}}) \quad (3.19)$$

$$I_{\text{side}} = IRF_{\text{side}} \quad \text{or} \quad \text{standard drought streamflow}$$

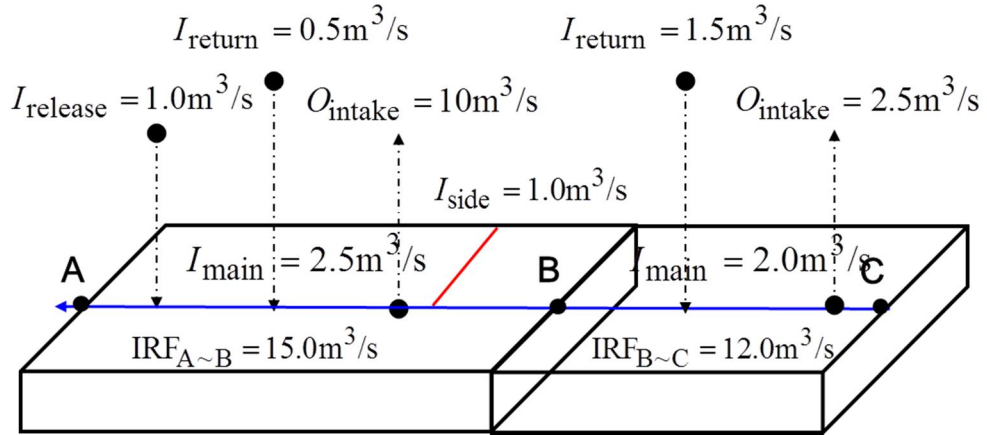


Figure 3.6 An example for RMF calculation

$$RMF_{A \sim B} = IRF_{A \sim B} + O_{\text{intake}} - (I_{\text{release}} + I_{\text{return}} + I_{\text{side}} + I_{\text{main}})$$

example : $15.0 + 10.0 - (1.0 + 0.5 + 1.0 + 2.5) = 20.0 \text{ m}^3/\text{s}$ (3.20a)

$$RMF_{B \sim C} = RMF_{A \sim B} + O_{\text{intake}} - (I_{\text{return}} + I_{\text{main}})$$

example : $20.0 + 2.5 - (1.5 + 2.0) = 19.0 \text{ m}^3/\text{s}$ (3.20b)

$$RMF_{A \sim B} > IRF_{B \sim C}$$

식 (3.19)에서 지류 유입인 I_{side} 계산하는데 있어 일본 국토교통성 하천국 (2007) 「정상유량 산정지침(안)」에서 하천관리유량 산정을 위한 지류 유입량으로 ‘① 하천유지유량이 결정되어 있는 지류는 하천유지유량이 본류로 유입됨을 가정’, ‘② ① 이외 하천에서 충분한 유량 관측자료가 있는 경우에는 해당 하천의 기준갈수량’으로 정하고 있다. 따라서, 금강 본류의 하천관리유량의

계산을 위해 본류로 유입되는 지류 중 하천유지유량이 고시된 지류는 하천유지유량이 유입된다고 가정하였다. 하천유지유량이 고시되지 않은 유역은 기준갈수량이 유입된다고 가정하였다. 하천관리유량을 위해 이용한 각 변수는 아래와 같다.

Table 3.2 Variables for side stream and main stream

자체유입	조건	변수	
		○	×
I_{main}	댐	댐 하류 공급 계약량	기준갈수량
I_{side}	하천유지유량	하천유지유량	기준갈수량

3.6 하천유지유량

3.6.1 하천유지유량 산정방법

하천유지유량은 생활, 공업, 농업, 발전, 주운 및 환경개선 등 인위적인 하천수 사용과 달리 하천의 정상적인(자연적인) 기능유지를 위해 하천에 흘러야 하는 유량으로 산정요령에 따라 항목별 필요유량을 만족시키는 유량을 평가하여 결정한다. 2009년에 정의 및 고시 관련 규정이 개정되었고, 이에 하천유지유량 산정 방법론을 아래와 같이 정리하였다(Table 3.3).

Table 3.3 Estimation method of instream requirement flow (MOLIT, 2015)

구 산정요령('00.10.13.제정)	현행 산정요령('09.1.30.개정)
.각 항목별 필요유량을 공통으로 만족시키는 유량을 구간별로 산정한 후, 갈수량과 비교하여 필요유량이 갈수량보다 작을 경우 갈수량을 하천유지유량으로 하고, 필요유량이 갈수량보다 클 경우 상류의 유량공급가능성, 기존 유수사용자의 권리 등을 고려하여 갈수량 이상을 하천유지유량으로 결정한다.	.각 구간별로 산정된 항목별 필요유량을 모두 만족시키는 유량으로 하되, 지역의 자연·사회환경 특성 등을 고려하여 결정한다. 또한, 결정된 하천유지유량은 기존 하천수 사용자의 권리 등을 고려한 공급가능성을 평가하여 현재 확보가 가능한 유량과 새로 확보가 필요한 유량으로 구분한다.

※ 위 내용은 국토교통부 (2015) 「전국 수리권 일제조사 및 하천수 관리방안」 보고서에서 발췌

3.6.2 하천유지유량 고시현황

하천수 사용과 하천환경 등 수자원 여건을 반영하여 하천유지유량을 평가, 산정, 고시하여 확보토록 제시하고 있다. 특히, 하천 계획 및 행정에 활용할 수 있으며, 이로부터 균형 있는 국토발전 및 국민 삶의 질을 향상시킬 수 있다. 1999년 8월 9일 이전에는 「하천법」 제10조(하천정비기본계획의 작성) 및 「갈수대책업무규정」 제5조(기준지점 및 유량)에 따라 고시되었다(Table 3.4).

Table 3.4 Status of instream requirement flow (MOLIT, 2015)

권역명	수계명	하천명	기준지점	하천유지유량(m ³ /s)	고시일자	고시번호	비고
4개 권역	5개 수계	8개 하천	8개소	15개소			
한강	한강	한강	-	3500	1975.03.28.	건설부고시 제43호	
			-	3500	1975.03.28.	건설부고시 제43호	
			인도교	3500	1979.03.05.	건설부고시 제70호	
			여주	500	1979.03.05.	건설부고시 제70호	
		달천	하구	170	1985.02.01.	건설부고시 제5호	
낙동강	낙동강	낙동강	-	4000	1975.03.28.	건설부고시 제43호	
			진동	4200	1983.01.10.	건설부고시 제0호	1986목표
				5000	1983.01.10.	건설부고시 제0호	1996목표
			고령교	3000	1985.02.01.	건설부고시 제5호	
		금호강	동촌	300	1985.02.01.	건설부고시 제5호	
금강	금강	금강	-	3000	1975.03.28.	건설부고시 제43호	
			-	3000	1976.07.21.	건설부고시 제13호	
		갑천	유등천합류후	500	1986.01.31.	건설부고시 제5호	
	만경강	만경강	-	200	1977.12.06.	건설부고시 제26호	
섬진강	섬진강	섬진강	송정	550	1979.03.05.	건설부고시 제70호	

※ 위 내용은 국토교통부 (2015) 「전국 수리권 일제조사 및 하천수 관리방안」 보고서에서 발췌

1999년 이후 「하천법」 제20조(하천유지유량) 및 같은 법 시행령 제13조(하천유지유량의 산정 등)에 따라 산정, 현재 114개 지점에 고시되어 있다. 지금은 「하천법」 제51조(하천유지유량) 및 같은 법 시행령 제59조(기준지점의 선정 등)에 근거하고 있다(Table 3.5). 2000년과 2006년 중앙하천관리위원회에서 조건부로 가결된 하천유지유량 고시 건에 대해 보고 후 60개(한강9, 낙동강17, 금강11, 섬진강11, 영산강12) 지점에 하천유지유량이 고시되었다. 2015년 5대강 분류 외 65개(한강21, 낙동강24, 금강9, 섬진강4, 영산강7) 하천, 76개(한강26, 낙동강27, 금강10, 섬진강5, 영산강8) 지점에 하천유지유량이 고시되었다. 금강 유역은 총 16개 지점에 하천유지유량이 고시되어 있으며, 이는 Table 3.6과 같다.

Table 3.5 Comparison of river laws (MOLIT, 2015)

구분	구 하천법령('08년 이전)	현행 하천법령('08년 이후)
정의	.하천의 정상적인 기능과 상태를 유지하기 위하여 필요한 최소한의 유량(법제20조)	.생활, 공업, 농업, 환경개선, 발전, 주운 등의 하천수사용을 고려하여 하천의 정상적인 기능과 상태를 유지하기 위하여 필요한 최소한의 유량(법제51조)
고시	.중앙하천관리위원회의 심의를 거쳐 이를 고시하여야 한다(영제13조). <신설> <신설>	.중앙하천관리위원회의 심의를 거쳐 이를 고시하여야 한다(법제51조). .하천관리청은 하천유지유량의 확보를 위하여 노력하여야 한다(법제51조). .하천유지유량을 정한 경우에는 현재 확보가 가능한 양과 새로 확보가 필요한 양을 구분하여 고시하여야 한다(영제59조).

※ 국토교통부 (2015) 「전국 수리권 일제조사 및 하천수 관리방안」 보고서에서 발췌

Table 3.6 Instream requirement flow for Geum river basins since 1999 (MOLIT, 2015)

구분	하천명	기준지점명	하천 등급	하천유지유량(m ³ /s)			기준	최종 고시 년도	기 고시지점 검토
				계	현재 확보 가능량	향후 확보 필요량			
금강 홍수 통제 소	소계	16개 지점							3개 지점
	금강	수통	국가	3.00	-	-	평균갈수량	'06	-
		호탄	국가	3.70	-	-	평균갈수량	'06	-
		옥천	국가	5.90	-	-	평균갈수량	'06	-
		현도	국가	8.50	-	-	평균갈수량	'06	-
		부강	국가	10.50	-	-	평균갈수량	'06	-
		공주	국가	15.10	-	-	평균갈수량	'06	-
		규암	국가	17.50	-	-	평균갈수량	'06	-
		강경	국가	19.90	-	-	평균갈수량	'06	-
	초강	심천	지방	2.50	1.20	1.30	수질	'15	-
	보청천	청성	지방	2.45	0.00	2.45	수질	'15	-
	갑천	유성	국가	0.61	0.09	0.52	수질	'15	-
		회덕	국가	2.40	0.10	2.30	수질	'15	'06년 회덕
	미호천	석화	국가	6.81	2.05	4.76	수질	'15	'06년 석화
	무심천	청주	지방	0.30	0.30	0.00	생태	'15	-
	논산천	논산	국가	1.71	0.00	1.71	수질	'15	'06년 논산
	삽교천	수촌	국가	0.32	0.30	0.02	생태	'15	

※ 국토교통부 (2015) 「전국 수리권 일제조사 및 하천수 관리방안」 보고서
에서 발췌

제 4 장 연구 대상지역

4.1 연구 대상지역의 공간 해상도

본 연구에서는 갈수로 발생하는 하천수 부족의 평가와 관리를 다루고 있다. 그 시작인 기상학적 가뭄은 공간적 범위가 넓기 때문에 7개 댐 상류를 대상으로 하였다. 하천수 부족은 기상학적 가뭄과 달리 상세 유역에 대한 분석이 요구되어 금강유역을 대상으로 하였다.

특히, 하천수 부족에 이용할 관측 유량자료는 전문 조사기관이 설립된 2007년 이후로 본격적으로 수집되었다. 이에 수자원장기종합계획에서는 자연상태를 가정한 모의유량으로 구한 기준갈수량을 수자원 단위지도별로 제시하여 하천수 사용허가를 포함한 이수업무에 활용하고 있다. 중권역 기준갈수량을 하천수 사용허가의 상한으로 이용하면 하천수 사용에 대한 공간분포 및 집중도 등이 상세하게 반영되지 않아 하천수 허가의 현실성이 떨어진다. 따라서 수자원 단위지도 중 가장 작은 표준유역 기준갈수량을 하천수 사용허가의 상한으로 이용하고 있다. 하천수 부족은 하천관리유량 대비 하천유량의 부족으로 결정되므로 하천수 부족 평가 등을 위한 연구의 공간 해상도는 표준유역 출구 및 유량 관측소가 일치되는 지점이어야 한다.

4.2 우리나라 기후 및 지형특성

우리나라는 지리적으로 중위도 온대성 기후대에 위치하여 봄, 여름, 가을과 겨울의 사계절이 뚜렷하다. 겨울에는 한랭 건조한 대륙성 고기압의 영향을 받아 춥고 건조하며, 여름에는 고온 다습한 북태평양 고기압의 영향으로 무덥고, 봄과 가을에는 이동성 고기압의 영향으로 맑고 건조하다. 동고서저 지형으로 전체 2/3가 산지이다. 또한 두만강을 제외한 대부분의 하천은 황해로 흐르며

하천의 길이가 긴 편이다. 하천 상류는 깊은 골짜기를 따라 흐르며 분지 및 곡류천을 형성하고, 하류는 낮은 지대를 따라 흐르며 넓은 평야가 분포한다.

남한지역의 기후는 계절 변동성이 뚜렷하기 때문에 다목적댐을 이용하여 장마 이전에 홍수조절 용량을 확보하여 하천의 홍수량을 조절하고, 장마와 태풍으로 인한 강수를 저수하여 이듬해까지 활용하고 있다. 홍수 및 갈수에 대한 다목적댐의 의존도가 매우 높은 편이기 때문에 주요 유역에 다목적댐이 운영되고 있다. 그 중 유역의 최상류에 위치한 댐은 Figure 4.1에 표시하였다. 이 연구에서는 다목적댐 유역의 기상학적 가뭄지수를 계산하기 위하여 기상청의 지상 관측소의 1973년부터 2015년까지의 자료를 티센(Thiessen) 다각형을 이용하여 유역 평균하였다. 증발산량은 Penmann-Monteith 식을 이용하여 추정하였다.

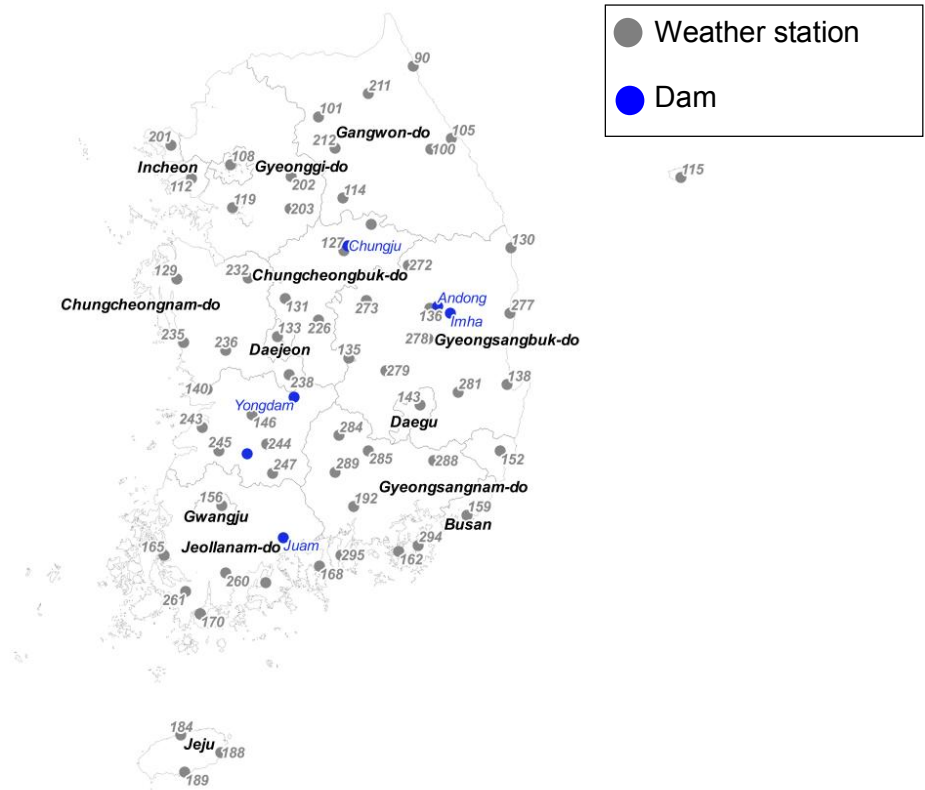
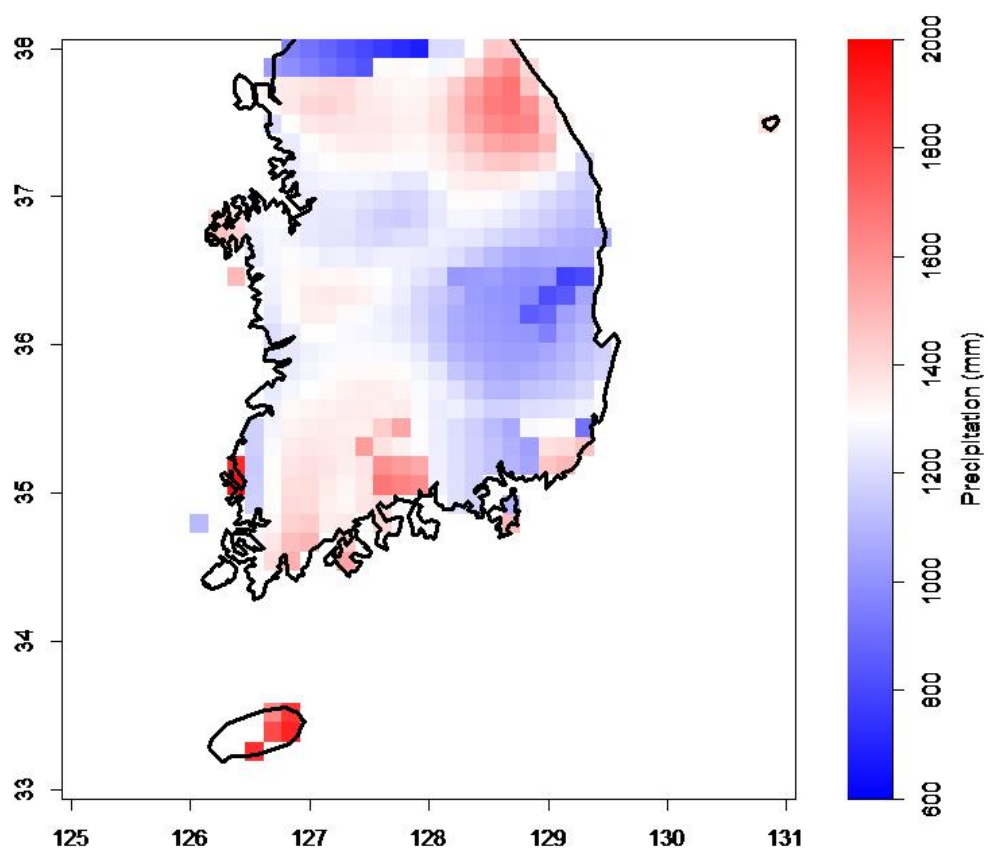
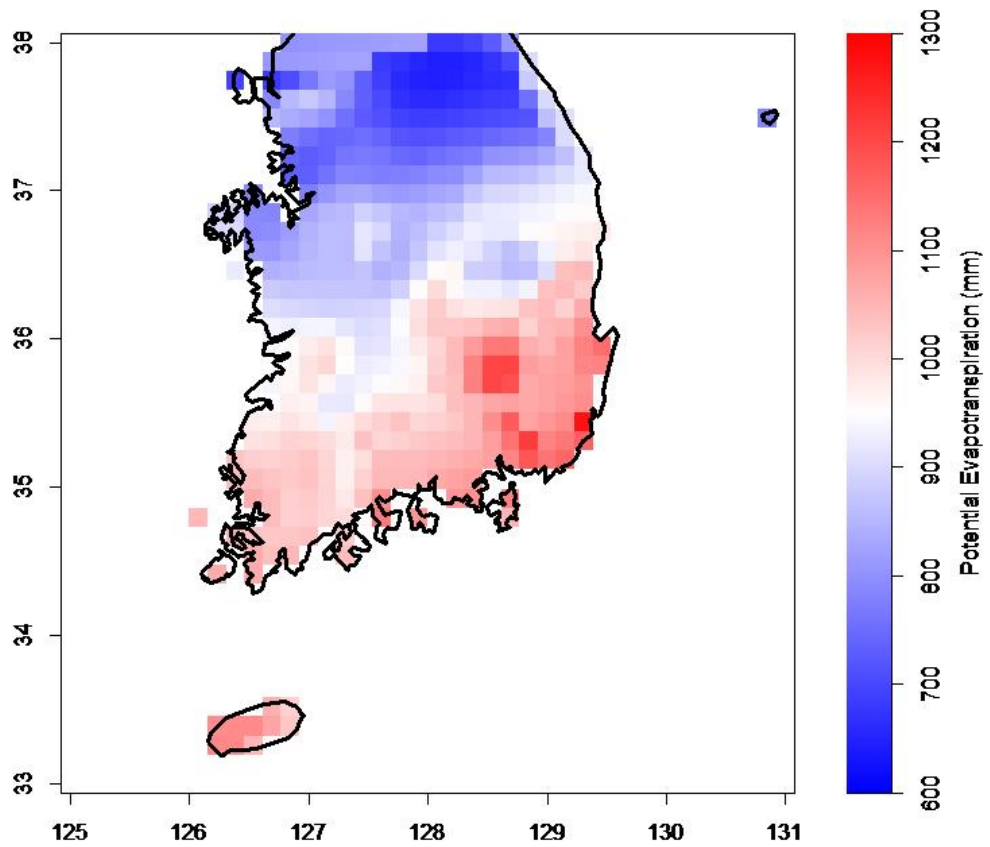


Figure 4.1 Locations of meteorological weather stations and dam used in this study

남한지역의 연 평균 잠재증발산량(PET)은 934.5 mm로 강수량의 약 70%이며, 범위는 552.9(최소 652.93~최대 1205.85)mm로 강수량(910.9 mm)에 비하여 지역 변동성은 작은 편이었다(Figure 4.2(b)). 강수량은 남해안(Jeollanam-do)과 동해안(Gangwon-do)이 많은 편이고(Figure 4.2(a)), 증발산량은 기온이 비교적 높은 저위도 부근이 많았다(Figure 4.2(b)). 일반적으로 기온이 1℃ 상승하면 대기의 포화수증기압은 약 10% 증가되므로 이에 식물과 토양의 증발산량도 증가된다(Trenberth, 1999).



(a) Precipitation



(b) PET

Figure 4.2 Annual precipitation and PET over South Korea

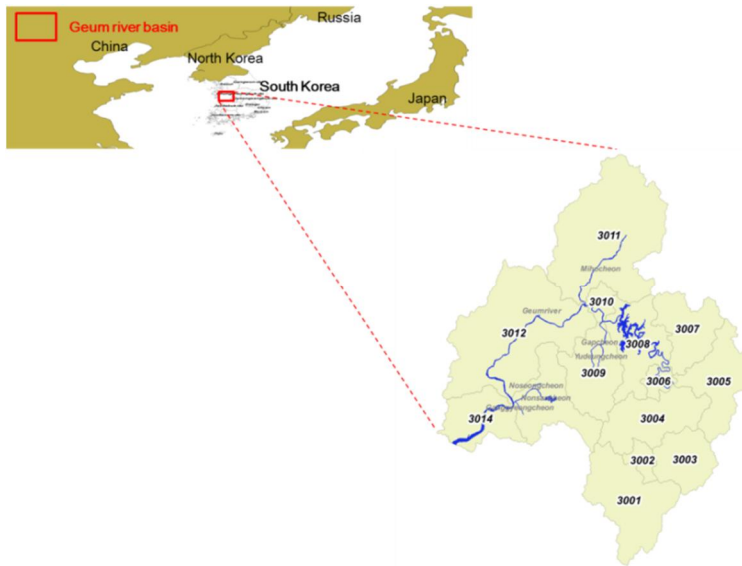
4.3 금강유역 현황

금강유역은 우리나라의 중부지방에 위치하고 있으며(Figure 4.3(a)), 충청남도
와 충청북도와 전라북도, 경기도와 경상북도 일부에 걸쳐 있는 우리나라 제3
의 유역으로 유역면적은 9,911.8 km^2 이고, 유로연장은 397.8 km이다. 금강유역은
7개의 국가하천으로 이뤄졌으며, 그 중 금강(Geum River)을 중심으로 갑천
(Gapcheon), 유등천(Yudeungcheon), 미호천(Mihocheon), 논산천(Nonsancheon), 강

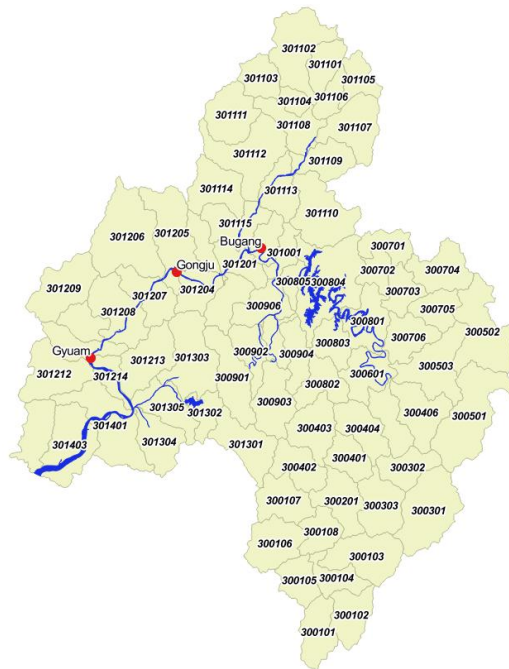
경천(Ganggyeongcheon), 노성천(Noseongcheon)이 유입되고 있다(Figure 4.3(a), (b)). 여기서 국가하천은 「하천법」 7조에 의거하여 국토보전상 또는 국민경제상 중요한 하천으로써 국토교통부장관이 그 명칭과 구간을 지정하는 하천이다.

우리나라는 정부기관 및 개인의 공동활용을 위하여 유역을 대권역, 중권역 및 표준유역으로 표준화한 수자원 단위지도 기준으로 국가 수자원개발, 계획 및 관리업무가 이뤄지고 있다. 금강유역은 총 1개의 대권역, 14개의 중권역 및 78개의 표준유역으로 구성되어 있다. 중권역 및 표준유역의 평균면적은 각각 708.2, 125.8km²이며, 유량 관측소는 총 3개소이다(Figure 4.3(a), (b)). 금강수계 내 하천 현황은 Figure 4.4와 같다. 그림은 대청조정지댐 하류부터 하구까지 국가 및 지방하천을 구분하였고, 국토교통부 수위 및 자동유량 관측소를 정리하였고, 주요 하수 방류 등도 표시하였다.

금강유역의 연 평균 강수량은 1,271.5 mm, 최근 2년간의 강수량은 각각 830.5, 1163.1 mm였고 특히, 여름철 강수량이 감소하고 있는데, 2015, 2016년 8월 강수량은 68.8, 68.3 mm로 평균(267.8 mm) 대비 약 25%에 그쳤다(Figure 4.5(a)). 금강유역의 공주지점의 월 평균 유량은 월별 계절 변동성이 큰 편이며, 2015, 2016년은 8월 유량은 평균에 대비 약 21.0%에 불과하였다(Figure 4.5(b)). 이는 최근의 8월은 장마기간 동안 강수량이 적었고, 태풍이 상륙하지 않았기 때문이다.



(a) Geum river basin



(b) Gongju, Bugang, and Gyuam station

Figure 4.3 Location of Geum river basin

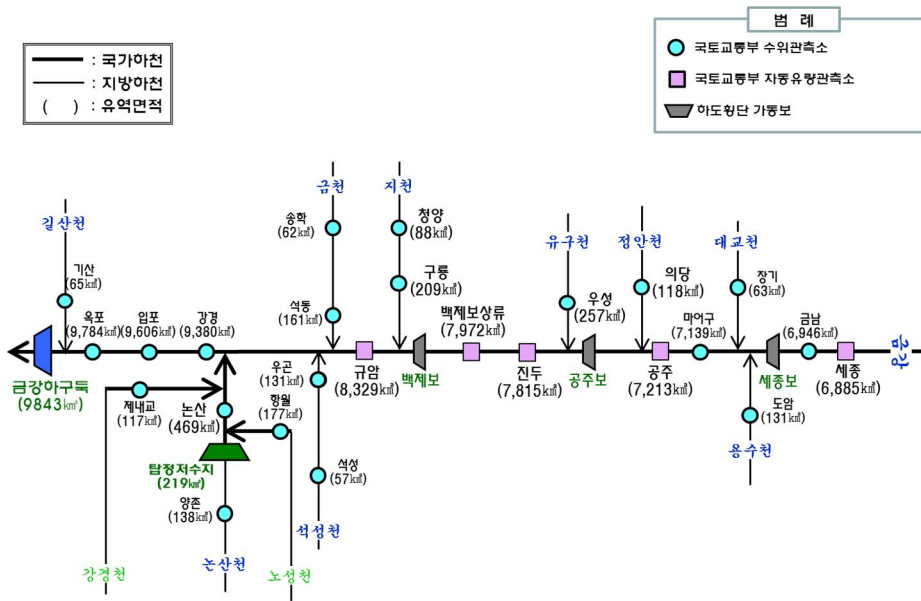
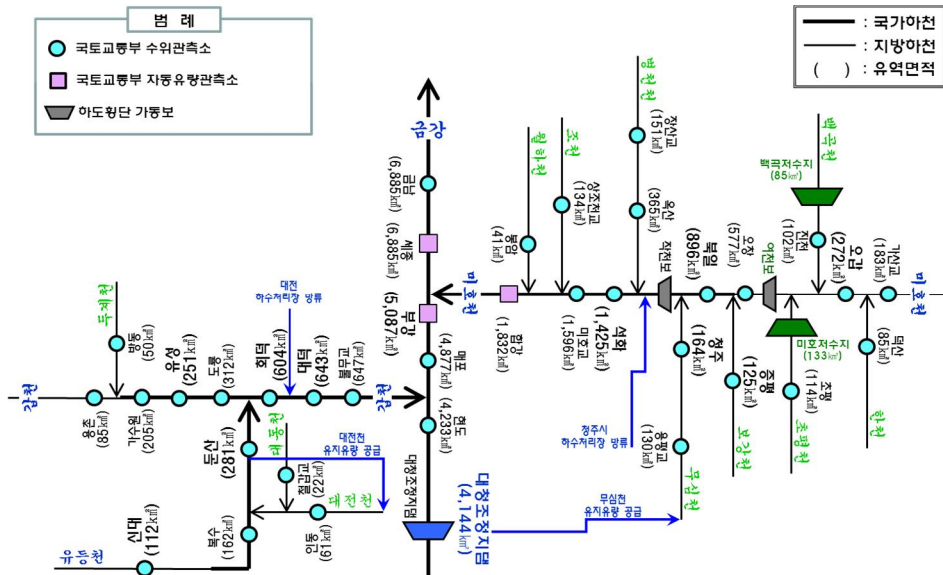
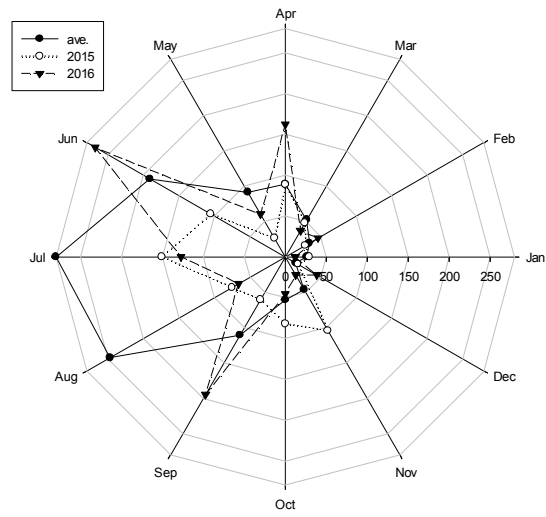
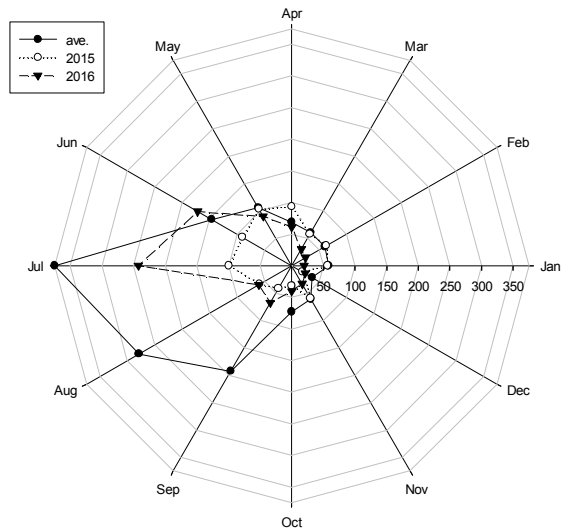


Figure 4.4 Schematic diagram of Geum river



(a) Monthly precipitation (Geum river basin)



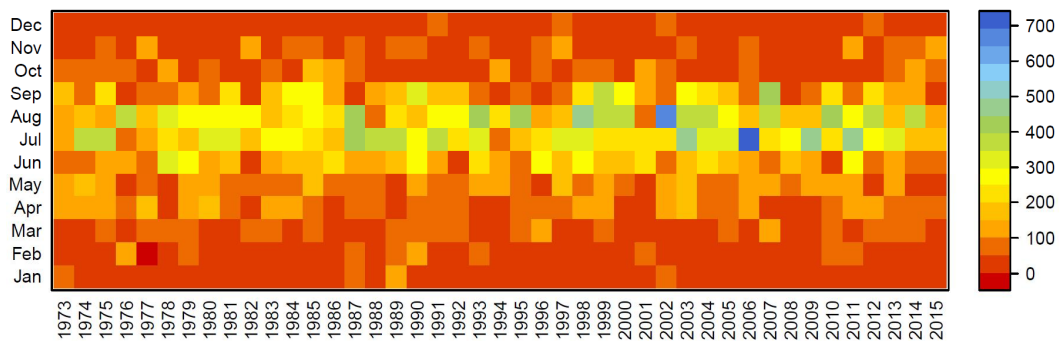
(b) Monthly streamflow (Gongju)

Figure 4.5 Changes in annual precipitation (Geum river basin) and monthly streamflow (Gongju)

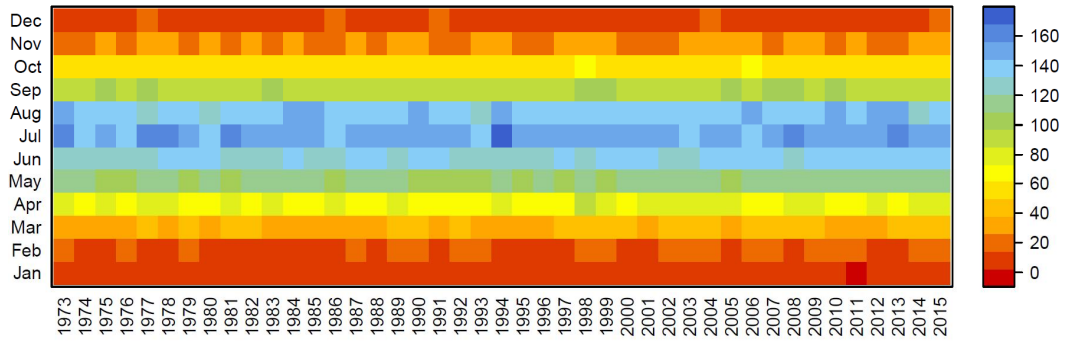
제 5 장 증발산량의 비정상성을 고려한 비정상 SPEI 개발

5.1 경향성 검정결과

이 연구에서는 우리나라 다목적댐 7개 지점의 강수량과 잠재증발산량에 대한 경향성 검정 결과에 따라 비정상성이 확인된 변수의 비정상성을 고려하는 SPEI를 제안하였고, 7개 지점에 적용하여 정상성 SPEI와의 결과와 비교하고자 하였다. 이를 위해 우선 다목적댐 유역에 해당하는 강수량과 잠재증발산량을 수집하여 티센망을 이용하여 유역 평균자료로 변환하고, 경향성 검정을 수행한 후 해당 변수들의 통계특성이 반영된 SPEI를 제안하고자 하였다. 이를 위해 우선 티센망으로 구한 7개 다목적댐 유역의 월 강수량과 PET은 계절 변동성이 큰 편으로 PET는 여름철에 가장 많았고(422.1 mm) 겨울철(32.6 mm)에 가장 적었으며, 겨울철은 강수량이 증발산량에 비하여 2.9배 많았다(Figure 5.1, Table 5.1). 연 강수량의 유의미한 증가 경향성은 확인되지 않았지만 PET는 연 평균 0.84mm/yr 증가하고 있었다($R^2=0.2446$).



(a) Precipitation



(b) PET

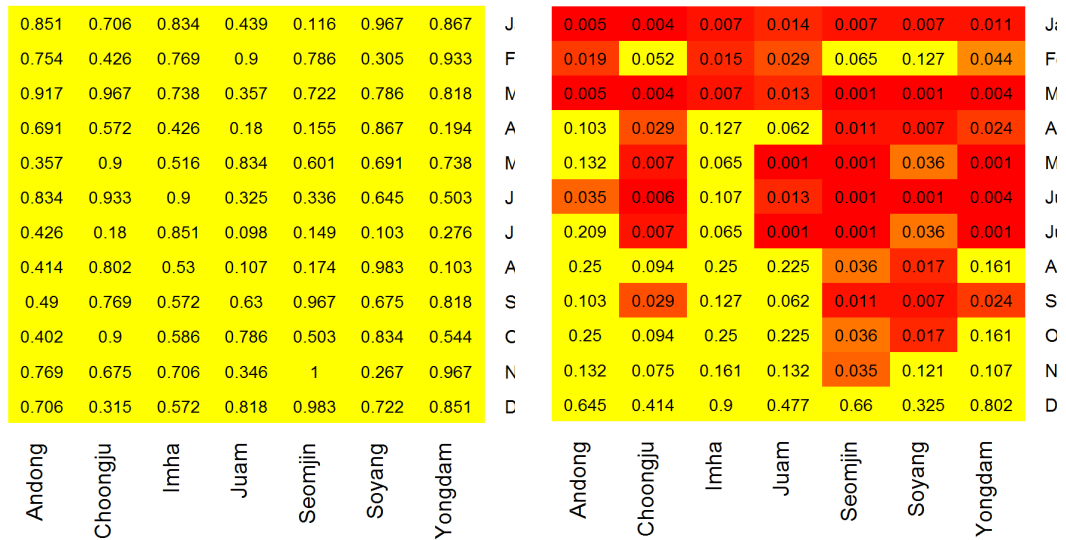
Figure 5.1 Precipitation and PET across the 7 dam basins

Table 5.1 Seasonal precipitation and PET during 1973~2015yr over South Korea

Season	Precipitation [mm/yr]	PET [mm/yr]
MAM (Spring)	236.1	220.8
JJA (Summer)	692.9	422.1
SON (Autumn)	254.3	176
DJF (Winter)	95.0	32.6

Mann-Kendall test를 이용하여 7개 댐 유역에 대한 월 강수량과 PET의 경향성을 조사하였다(Figure 5.2). Figure 5.2는 각각 강수량과 증발산량에 대한 경향성 검정 결과로써 셀 값은 p-value, 황색(yellow) 셀은 경향성이 없음을 의미한다. 과거부터 현재까지 증발산량은 강수량에 비하여 유의수준 0.05에서 의미 있는 경향성이 검출되었고, 그 중 충주, 섬진, 소양과 용담댐 유역에서 증발산량의 경향성이 다수의 월에서 확인되었고, 특히 2월과 12월을 제외하고 모든

월에서 증가 경향성이 확인되었다. 소양댐은 2월, 11월과 12월, 용담댐은 8월과 겨울철을 제외한 모든 월에서 과거부터 지속되는 경향성이 있었다. 안동과 임하는 다른 지점에 비하여 경향성이 적었다(Figure 5.2(b)).



(a) Precipitation

(b) PET

Figure 5.2 Trend test results for monthly precipitation and PET

5.2 비정상성 SPEI의 유도

Figure 5.2를 보면 증발산량은 뚜렷한 비정상성이 확인되지만, 강수량은 무작위성이 크고 증발산량은 강수량의 70%에 불과하여 강수량의 무작위성에 증발산량은 파악하기 쉽다. 이 연구에서는 잠재증발산량(PET)의 비정상성을 반영하기 위하여 부족량의 평균과 분산을 식 (5.1)과 같이 분해한 후 증발산량의 평균과 분산만 식 (5.2)와 같이 비정상 모델로 확장하였다. 여기서 $E_t(PET)$, $Var_t(PET)$ 는 비정상성 과정의 월 증발산량의 평균과 분산이다.

$$E(D) = E(P - PET) = E(P) - E(PET) \quad (5.1a)$$

$$\text{Var}(D) = \text{Var}(P - PET) = \text{Var}(P) + \text{Var}(PET) - 2\text{Cov}(P, PET) \quad (5.1b)$$

Coles (2001)와 Katz et al. (2002)은 위치 및 규모 매개변수를 시간에 따라 일정한 선형 경향성을 가지는 함수로 제안하였고, 형상 매개변수는 비정상성을 고려하여 신뢰성 있게 추정하기 어렵고 결과도 큰 차이가 없으므로 상수로 가정하였다(Coles, 2001; Katz et al., 2002). 즉, 식 (5.2)와 같이 증발산량의 위치 및 규모 매개변수만을 시간에 대한 1차 함수로 가정하여 증발산량에 대한 비정상성 GEV 모델을 구축(develop)하였다.

$$\xi(t) = \beta_0 + \beta_1 t \quad (5.2a)$$

$$\alpha(t) = \exp(\sigma_0 + \sigma_1 t) \quad (5.2b)$$

$$\kappa(t) = \kappa \quad (5.2c)$$

정상성을 가정한 GEV 분포의 매개변수를 이용하여 증발산량의 평균과 분산을 구하면 식 (5.3)과 같지만(Stedinger et al., 1993) 반면, 비정상성을 가정하면 식 (5.4)와 같이 바뀌게 되는데, 여기서 $E_t(PET)$ 과 $\text{Var}_t(PET)$ 는 비정상성 과정의 월 증발산량의 평균과 분산 추정식이다.

$$E(PET) = \xi + \left(\frac{\alpha}{\kappa}\right) [1 - \Gamma(1 + \kappa)] \quad (5.3a)$$

$$\text{Var}(PET) = \left(\frac{\alpha}{\kappa}\right)^2 \{ \Gamma(1 + 2\kappa) - [\Gamma(1 + \kappa)]^2 \} \quad (5.3b)$$

$$E_t(PET) = \xi(t) + \left(\frac{\alpha}{\kappa}\right) [1 - \Gamma(1 + \kappa)] \quad (5.4a)$$

$$\text{Var}_t(PET) = \left(\frac{\exp(\sigma_0 + \sigma_1 t)}{\kappa}\right)^2 \{\Gamma(1 + 2\kappa) - [\Gamma(1 + \kappa)]^2\} \quad (5.4b)$$

결과적으로 증발산량의 비정상성이 고려된 부존량 D 의 평균과 분산은 식 (5.5)로 표현되는데, 증발산량에 대한 GEV 분포 매개변수에 비정상성을 고려하여 $E_t(PET)$ 와 $\text{Var}_t(PET)$ 을 구하고(식 (5.4)), 이렇게 구한 비정상성 과정의 평균과 분산을 식 (5.5)에 대입하여 부존량의 평균과 분산을 구한다. 여기서, P 와 비정상성 과정의 PET 간의 공분산(covariance)은 식 (5.4a)의 시간에 따른 증발산량의 평균을 이용하여 구할 수 있다.

$$E_t(D) = E(P) - E_t(PET) = E(P) - [\xi(t) + \left(\frac{\kappa}{\alpha}\right) [1 - \Gamma(1 + \kappa)]] \quad (5.5a)$$

$$\begin{aligned} \text{Var}_t(D) &= \text{Var}(P) + \text{Var}_t(PET) - 2\text{Cov}(P, PET_t) \\ &= \text{Var}(P) + \left[\left(\frac{\kappa}{\alpha(t)}\right)^2 \{\Gamma(1 + 2\kappa) - [\Gamma(1 + \kappa)]^2\}\right] - 2\text{Cov}_t(P, PET_t) \end{aligned} \quad (5.5a)$$

$$\text{Cov}_t(P, PET) = E[(P - \bar{P})(PET - [\xi(t) + \left(\frac{\kappa}{\alpha}\right) [1 - \Gamma(1 + \kappa)])]) \quad (5.5c)$$

5.3 비정상성 모형의 선택

이 연구에서는 증발산량에 대한 적정 비정상성 모형의 선택을 위하여 총 4개의 GEV 모형에 대한 AIC(Akaike Information Criterion, Akaike, 1974))와 BIC(Bayesian Information Criteria, Schwarz, 1978))을 비교하였다(Table 5.2). 정상성 과정의 증발산량 위한 GEV 모형(GEV(000)), 비정상성 GEV 모형 중 위치 매개변수의 선형 경향성을 고려하는 모형(GEV(100)), 규모 매개변수의 선형 경

향성을 고려하는 모형(GEV(010)), 위치 및 규모 매개변수의 선형 경향성을 같이 고려하는 모형(GEV(110))을 대상으로 하였다. p 개의 매개변수와 n 개의 표본 수를 갖고 있는 모형의 최우도가 \hat{l} 일 때, 기준(criteria)은 식 (5.6)으로 정의된다. 간편(simple) 모형 M_0 의 대수우도함수 최대값을 \hat{l}_0 , M_0 을 포함하고 있는 일반(general) 모형인 M_1 의 대수우도함수의 최대값은 \hat{l}_1 이고, $-2(\hat{l}_0 - \hat{l}_1)$ 은 점근적으로 자유도 q 의 χ^2 분포를 따른다고 알려져 있다(Wilks, 1938). 여기서 q 는 M_0 와 비교되는 M_1 에 추가되는 매개변수이다. Table 5.2의 1, 2, 3과 4는 각각 GEV(000), GEV(100), GEV(010)과 GEV(110)이며, AIC 및 BIC 검정에 따라 4개의 모형 중 가장 적합한 모형을 정리하였다. 표를 보면 1, 2의 비율이 높았고, 이는 비정상성 GEV 모형 중 GEV(100)과 GEV(110)이 많이 채택되었음을 의미한다. 즉, 증발산량에 대한 비정상성을 고려한 모형이 비교적 많이 채택되었으며 그 중에서도 위치 매개변수의 비정상성을 포함한 GEV(100), GEV(110) 모형의 비율이 높았다.

$$AIC = -2\hat{l} + 2p + \frac{2p(p+1)}{n-p-1} \quad (5.6a)$$

$$BIC = -2\hat{l} + p \log n \quad (5.6b)$$

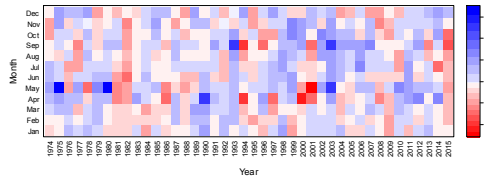
Table 5.2 Model selection by AIC and BIC values for monthly PET
(1: GEV(000), 2: GEV(100), 3: GEV(010), 4: GEV(110))

AIC (BIC)	Andong	Chungju	Imha	Juam	Seomjin	Soyang	Yongdam
Jan	1(1)	1(1)	1(1)	2(1)	1(1)	2(2)	1(1)
Feb	2(2)	1(1)	2(1)	4(4)	1(1)	1(1)	1(1)
Mar	2(2)	2(2)	2(2)	4(2)	2(2)	2(2)	2(2)
Apr	2(2)	4(2)	2(2)	4(4)	2(4)	4(2)	4(4)
May	4(4)	4(4)	4(4)	2(2)	4(2)	4(4)	2(2)
Jun	2(2)	2(2)	2(2)	4(4)	2(2)	2(2)	4(2)
Jul	2(1)	2(2)	2(2)	4(2)	4(2)	2(2)	4(2)
Aug	1(1)	2(2)	2(1)	1(1)	2(2)	2(2)	2(2)
Sep	4(1)	2(1)	1(1)	1(1)	2(1)	2(2)	2(1)
Oct	1(1)	4(2)	1(1)	1(1)	4(1)	2(2)	4(1)
Nov	4(4)	4(4)	4(1)	4(4)	4(4)	4(2)	4(4)
Dec	2(1)	2(2)	1(1)	2(2)	2(2)	2(1)	2(1)

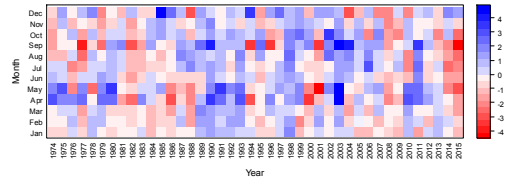
5.4 정상성 및 비정상성 SPEI의 비교

본 연구에서 제안한 증발산량의 비정상성을 고려한 SPEI 방법의 효용성을 검토하기 위하여 정상성 SPEI 계산결과와 비교하였다. 비정상성 SPEI의 전반적인 가뭄 평가 능력을 비교한 결과, 정상성 SPEI 결과와 같이 2015년 가뭄이 가장 강하였고, 1982년, 1988년과 2004년의 가뭄도 심각한 수준으로 가뭄의 전반적 상태와 극한 가뭄을 비교적 잘 구분하고 있었다(Figs. 5.3 and 5.4). Kwon et al.(2016)은 2015년 가뭄이 재현기간 20년 이상의 극한가뭄이었음을 밝혔는데, 비정상성 SPEI 결과도 2015년 가뭄심도를 강하게 평가하고 있었다. 지점별 정상성 SPEI 평균을 비교한 결과, 소양과 주암의 SPEI는 작은 편으로 소양은 0.057, 주암은 -0.134로 타 지점에 비해 가뭄상태에 가까웠으며, 비정상성

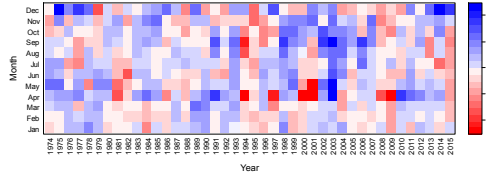
SPEI의 결과에서도 두 지점의 SPEI가 작아 각각 0.200과 -0.002로 정상성에 비하여 비정상성 SPEI가 가뭄을 약하게(가뭄지수를 크게) 평가하고 있었다 (Figs. 5.3 and 5.4). 이는 증발산량이 증가로 부족량이 적어져 비정상성 SPEI의 확률밀도함수가 좌측으로 이동하기 때문에, 동일한 부족량이어도 비정상성 SPEI의 비초과확률이 커져 가뭄으로 평가되지 않을 가능성이 크다는 의미이다.



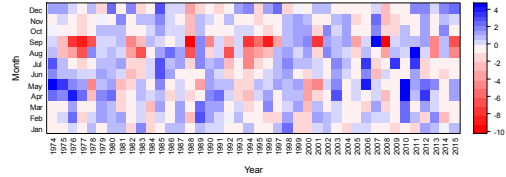
(a) Andong



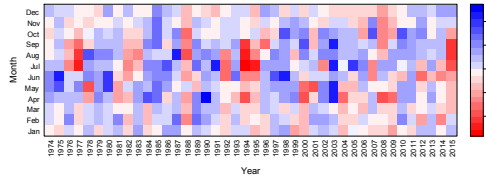
(b) Chungju



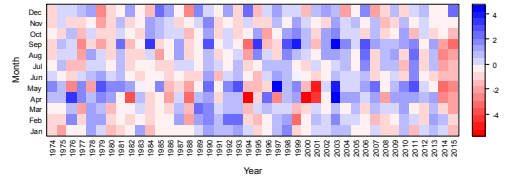
(c) Imha



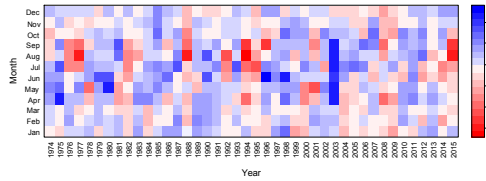
(d) Juam



(e) Seomjin



(f) Soyang



(g) Yongdam

Figure 5.3 Monthly stationary SPEI for the seven study locations

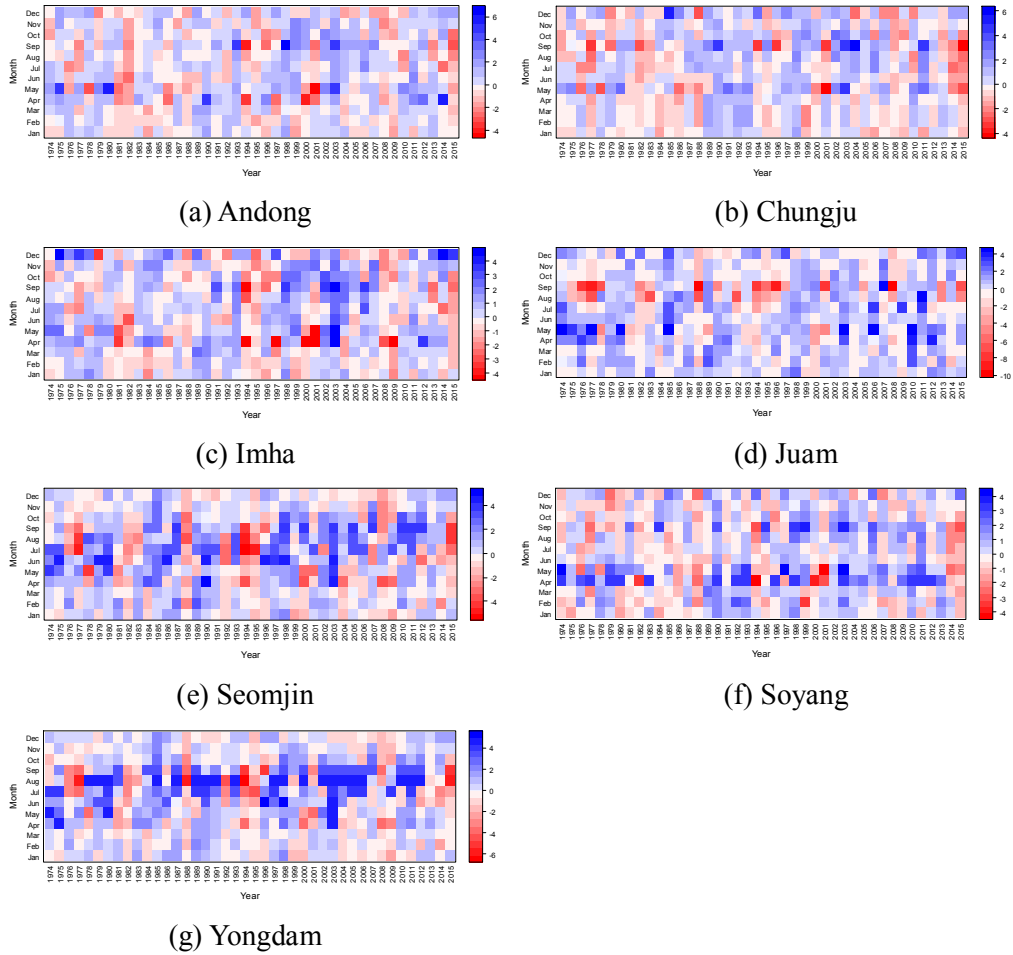


Figure 5.4 Monthly nonstationary SPEI for 7 dams

두 개의 가뭄지수에서 나타나는 가뭄의 발생빈도를 비교하기 위하여 moderate, severe 및 extremely dry 등급에 해당하는 가뭄 발생빈도 수를 조사하였다. 정상성 SPEI에 의하면 주암, 섬진 및 용담에서 가뭄이 자주 발생하고 있었고, 비정상성 SPEI 결과에서도 유사하게 세 지점의 가뭄 발생빈도가 비교적 잦았다(Figure 5.5). 모든 지점에서 전반적으로 비정상성에 비하여 정상성 SPEI 추정법에서 가뭄이 더 자주 발생하고 있었다. 발생빈도 비교로 통하여 비정상성이 정상성 보다 가뭄지수를 더 크게 추정하고 있어서 가뭄이 비교적

드물게 발생하고 있다고 판단되었다. 즉, 동일한 부족량에 대해 비정상성 SPEI의 확률밀도함수가 좌측으로 이동하면서 정상성에 비해 초과확률은 감소 (비초과확률은 증가)되어 발생빈도는 낮아진다.

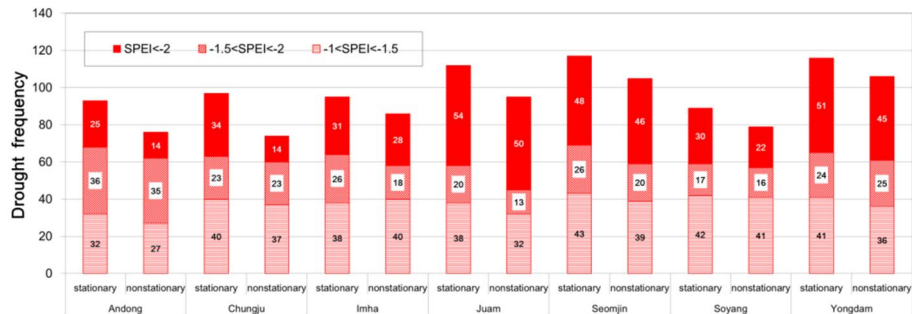


Figure 5.5 Drought frequency by stationary SPEI and nonstationary SPEI

가뭄 발생빈도 비교로부터 비정상성 SPEI가 정상성에 비하여 비교적 가뭄 지수를 크게 추정하고 있음이 예상되었고, 이에 대한 검토를 위하여 가뭄기간의 심도에 대한 정상성과 비정상성 SPEI의 차이를 비교하였다(Figure 5.6). 가뭄(SPEI < -1) 기간에 두 지수의 차이를 계산하였고, 비 가뭄기간(회색 격자)은 계산에서 제외하였다. 격자는 정상성과 비정상성 SPEI의 차이로 비정상성이 정상성보다 작으면 양수, 비정상성이 정상성보다 크면 음수로 어두운 주황색에 가까울수록 비정상성 SPEI가 정상성 SPEI에 비하여 가뭄을 약하게 평가하고 있음을 의미한다. 그림을 보면 두 지수는 음의 차이로써 정상성에 비하여 비정상성이 비교적 가뭄상태를 전반적으로 과소 추정하고 있었다. 이는 증발산량의 비정상성이 고려되면서 증발산량의 확률분포형이 시간에 걸쳐서 변화하고, 그 변화가 부족량의 확률분포형에 영향을 미치기 때문이다(Figure 5.6).

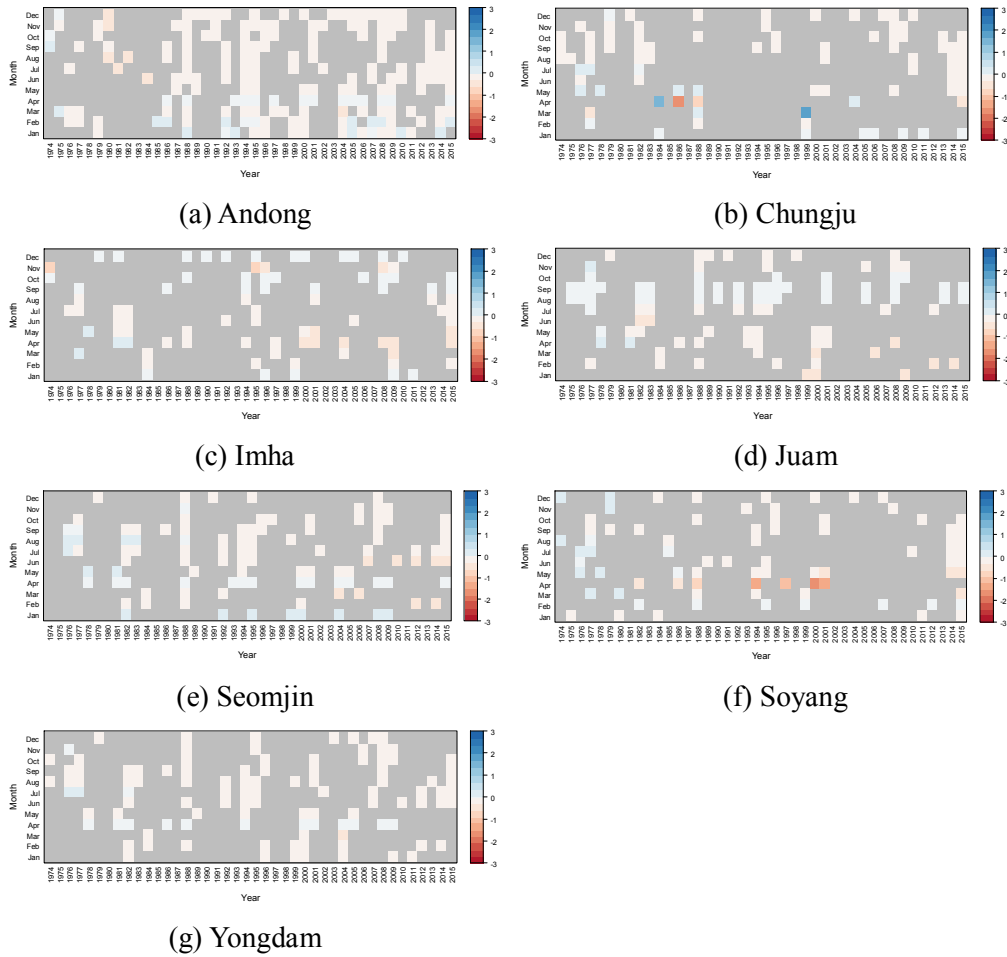
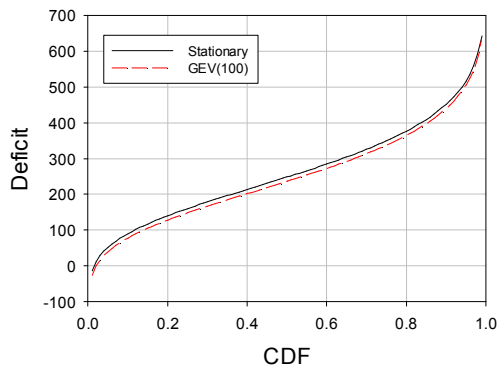


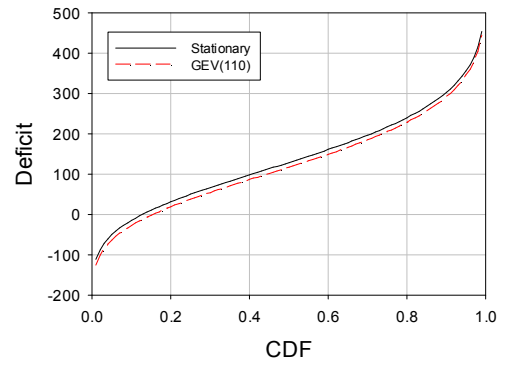
Figure 5.6 Difference between stationary SPEI and nonstationary SPEI during drought period

비정상성 SPEI가 정상성에 비하여 가뭄 발생 빈도와 규모를 과소 추정하고 있음을 확인하였고, 과소 추정은 증발산량의 증가 경향성이 고려되면서 증발산량의 확률분포형이 변화가 부존량의 확률분포형의 변화로 이어지기 때문으로 추측하였다. 즉, 비정상성 SPEI가 정상성에 비하여 일반적으로 가뭄상태를 약하게 모사하고 있음을 자세히 검토하기 위하여 최근의 극심한 가뭄이었던 2015년 가뭄에 대한 두 방법의 CDF를 비교하였다. 2015년 가뭄기간 중 10월

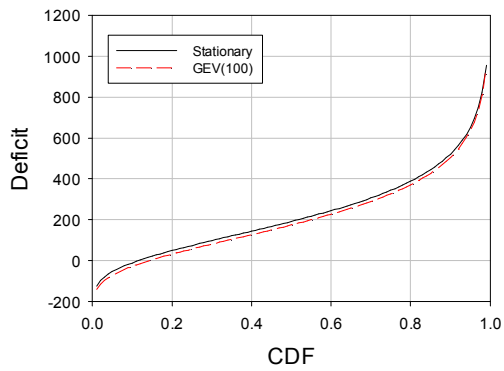
의 SPEI가 가장 작았고, AIC 및 BIC에 따라 10월의 부존량이 비정상성 SPEI에 적합한 지점은 충주, 섬진, 소양과 용담이었다. 충주, 소양과 용담은 최근 가뭄이 극심하였던 한반도의 중부지역에 위치하고 있다. Figure 5.7(a)은 정상성 및 비정상성 조건에서 구한 충주의 2015년 8월부터 10월까지의 누적된 부존량에 대한 CDF로써, 10월의 부존량은 -13.9 mm로 정상성 및 비정상성에서 추정된 비초과확률은 각각 0.10, 0.12이었다. 여기서 부존량은 강수량에서 증발산량을 제한 값으로써 음수일수록 부족이 심각한 상태를 의미한다. 섬진의 10월까지 누적된 부존량은 -86.7 mm로 증발산량의 비정상성을 고려한 부존량의 CDF에서 비초과확률은 0.03이었고, 정상성 CDF에서 비초과확률은 0.02였다(Figure 5.7(b)). Figure 5.7(c)는 소양의 부존량에 대한 정상성 및 비정상성의 CDF로써, 부존량은 -56.5 mm에 대한 비초과확률은 각각 0.05(정상성), 0.07(비정상성)이었다. 용담의 부존량 83.4 mm에 대한 비초과확률은 각각 0.03(정상성), 0.04(비정상성)으로 비정상성 CDF에서의 부존량의 비초과확률이 컸다. 이는 시간에 대한 증발산량의 증가 경향성으로 비정상성을 고려한 부존량은 정상성에 비해 줄어들어 부존량의 확률밀도함수가 정상성에 비하여 좌측으로 이동하기 때문이다(Figure 5.7(d)). 따라서 비정상성을 고려한 SPEI는 동일 부존량에 대한 비초과확률을 커지게 하여, 가뭄지수도 정상성에 비하여 커지며, 가뭄 발생빈도는 낮아지게 된다. 그 결과, 충주, 섬진, 소양 및 용담의 2015년 10월의 비정상성 SPEI가 정상성에 비하여 작았다. 우리나라의 가뭄 대응은 가뭄 분류에 따라 달라지는데 섬진과 소양은 정상성 및 비정상성 SPEI의 결과가 가뭄 분류 기준인 -2.0(extreme), -1.5(severe) 경계에서 차이가 있어 가뭄 대응대책 수립과 대응시기에 영향을 미치리라 판단되었다(Figure 5.8).



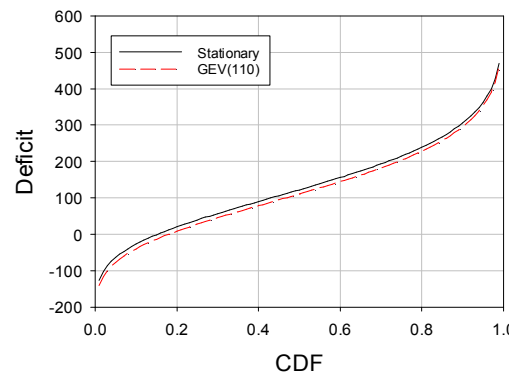
(a) Chungju



(b) Seomjin



(c) Soyang



(d) Yongdam

Figure 5.7 Stationary and Nonstationary CDF in October

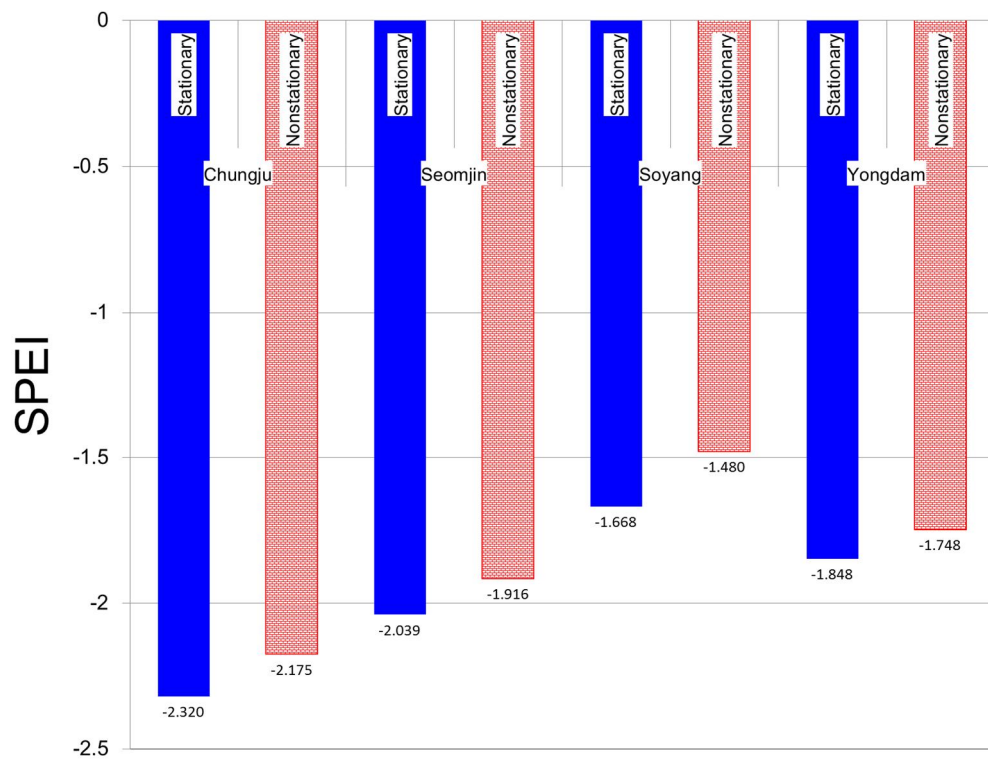


Figure 5.8 Comparison of drought indices in October 2015

제 6 장 하천수 관리에 적절한 기상학적 가뭄지수의 선택

6.1 기상학적 가뭄지수 계산 결과

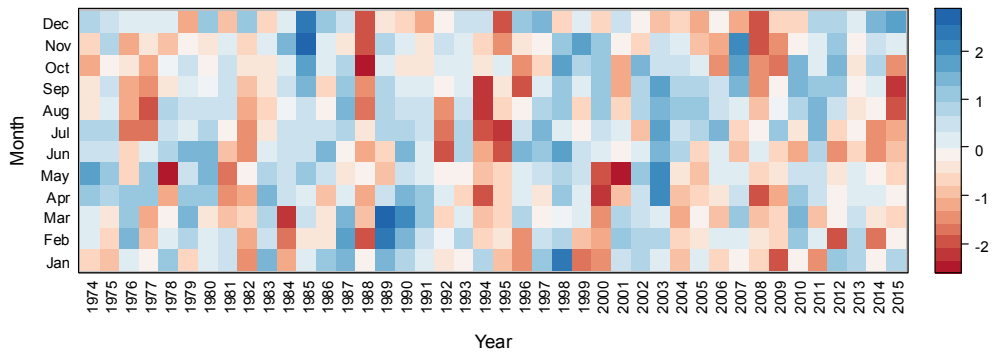
본 연구에서는 다양한 기상학적 가뭄지수를 이용한 하천운영을 통하여 공급 실패 위험도와 사용 실패 위험도를 고려하여 하천운영에 적합한 기상학적 가뭄지수를 제안하고자 하였다. 이를 위해 우선 기상학적 가뭄지수와 하천수 부족간의 관계를 조사하였다. 기상학적 가뭄지수 중 대표적인 가뭄지수인 SPI와 Park et al. (2017)이 수문학적 가뭄에 활용이 가능하다고 밝힌 SPEI, 그리고 본 연구에서 제안한 증발산량의 증가 경향성을 고려한 비정상성 SPEI를 이용하였다. 하천수 가뭄으로 인한 부족량은 초과유량을 근거로 한 임계수준을 이용하여 구하였고, 그 결과와 SPI, 정상성 및 비정상 SPEI를 비교하였다. 그리고 자연유량 추정 모의값에 하천수 사용량, 회귀량 등을 고려한 간단한 하천유량 추정 모의 모형을 구축한 후 기상학적 가뭄지수에 따라 하천수 사용량을 제한해 가며, 공급자 및 수요자 간의 위험도를 비교하여 우리나라 하천운영에 적합한 기상학적 가뭄지수를 제안하였다.

기상학적 가뭄은 기후 변동성으로 인해 발생되므로 수자원 분야에서의 선행 연구에서는 기상학적 가뭄지수의 효용성을 인간의 활동에 영향을 받지 않는 하천수 가뭄과의 비교에서 찾아왔다. 본 연구에서도 우선 선행 연구와 같이 댐 상류 또는 자연 상태에 가까운 하천유량과 기상학적 가뭄지수간의 연관성을 분석하였다. 금강유역의 상류에 위치한 용담댐 유역의 기상학적 가뭄지수와 하천수 부족량을 비교하기 위해 유역평균된 기상관측 지점의 강수량과 잠재증발산량으로 SPI, 정상성 및 비정상성 SPEI를 계산하였다.

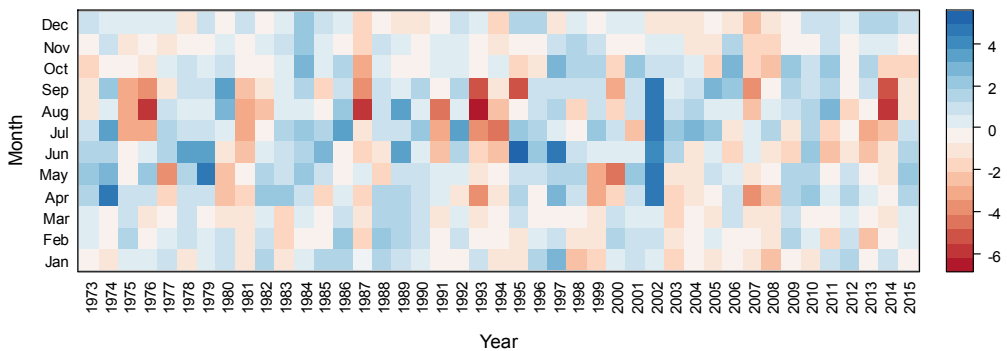
기상학적 가뭄이 긴 기간 지속되면 가뭄이 전파되는 지체 시간 때문에 수문학적 가뭄의 평가에 오히려 적합할 수 있다. 이에 이 연구에서는 기상학적 가뭄과 하천수 부족의 관계를 알아보기 위하여 긴 지속기간 보다는 짧은 지

축기간의 기상학적 가뭄지수를 활용하였다.

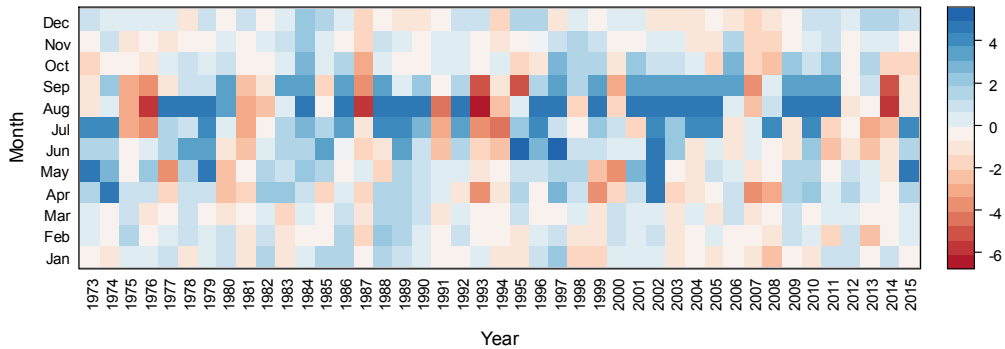
지속기간 3개월의 SPI(Figure 6.1(a)), 정상성(Figure 6.1(b)) 및 비정상성(Figure 6.1 (c)) SPEI 계산 결과, 1982, 1988, 1994과 2008년에 기상학적 가뭄이 지속되었고, 최근 2015년은 여름철부터 가을까지의 가뭄이 극심한 편이었다. 정상성에 비하여 비정상성 SPEI가 가뭄을 비교적 온화하게 묘사하고 있었는데 이는 비정상성 SPEI에는 과거부터 현재까지의 증발산량의 증가 경향성이 고려되어 강수량에서 증발산량을 뺀 부존량이 적어지고 있어 비정상성이 고려된 부존량의 확률밀도곡선이 좌측으로 이동되기 때문이다.



(a) SPI



(b) S-SPEI

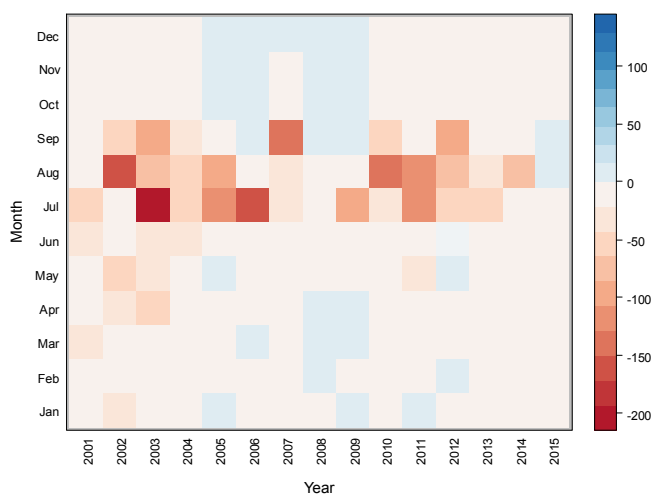


(c) Ns-SPEI

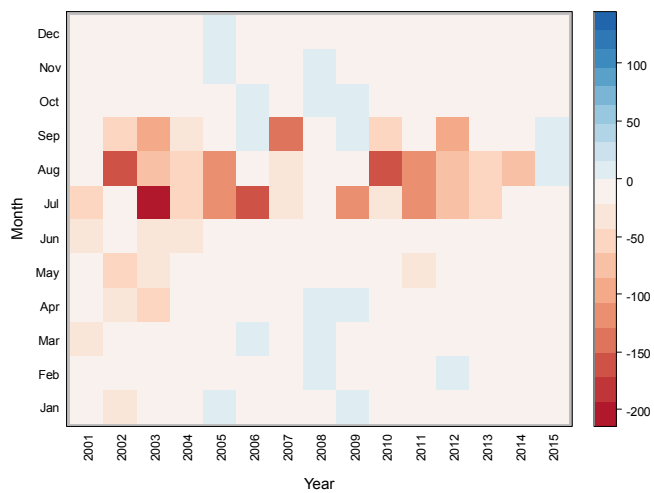
Figure 6.1 SPI at Yongdam Dam (3001)

6.2 임계수준 방법에 따른 가뭄과 기상학적 가뭄지수의 비교

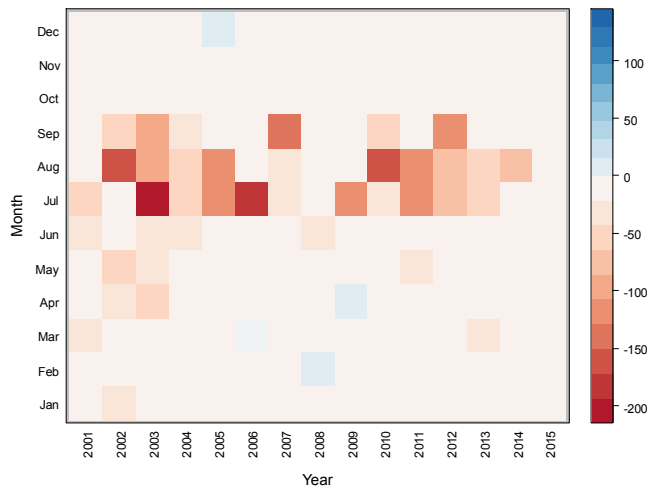
금강유역은 최근 여름철 강수량의 부족으로 인해 하천유량이 비교적 적은 편이었고, 특히 2015년의 가뭄이 극심한 편이었다. 하천유량의 초과확률 90, 80, 70%에 해당하는 유량을 하천수 가뭄의 임계수준으로 하여 금강의 최상류 지점인 용담댐의 하천수 부족에 따른 월 평균 부족량을 구하였다(Figure 6.2). 보통부터 극한의 하천수 가뭄을 고려하기 위해 90, 80, 70% 초과유량에 대한 하천수 부족량과 2001~2015년까지의 기상학적 가뭄지수를 비교하였는데, 지속 기간 3개월 기상학적 가뭄지수와 하천수 부족량과 지체 상관계수는 Figure 6.3 와 같다. 우선 지체 시간별로 상관도를 비교해보면 해당 월의 상관계수 비교적 높았다. 가뭄지수 중에서는 증발산량의 비정상성을 고려한 SPEI69 의상관 상관계 가장 뚜렷하였고, 정상성 SPEI와 SPI는 비슷한 상관계수를 보였다. 그러므로 하천수 부족량의 관계가 가장 뚜렷하여 하천수 부족량을 예보하거나 미계측 유역의 기상 자료를 활용한 하천수 부족량을 추정하는데 유용하게 활용될 것으로 기대된다.



(a) Q70



(b) Q80



(c) Q90

Figure 6.2 Monthly deficit at Yongdam Dam (m³/sec)

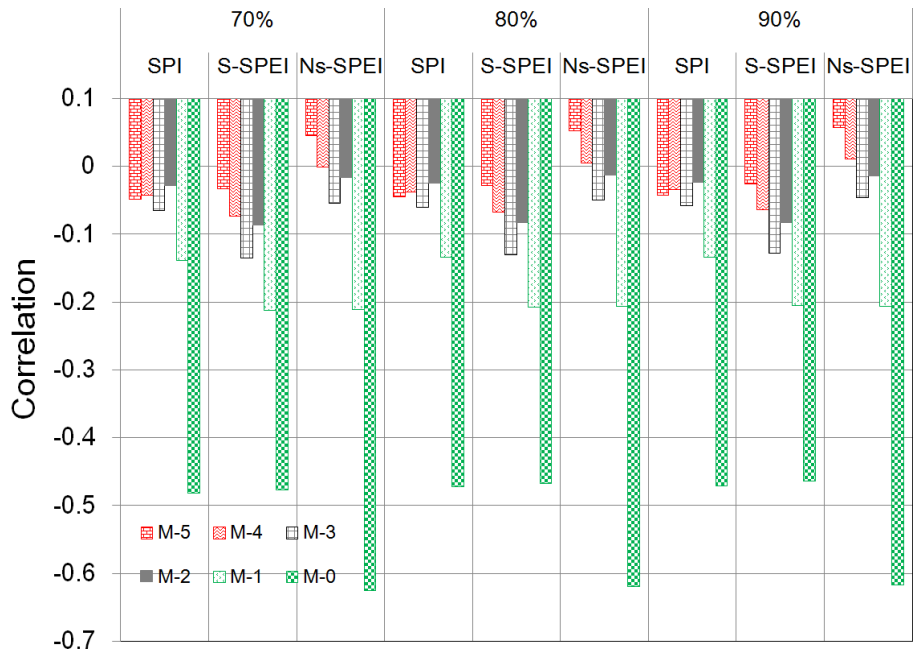


Figure 6.3 Correlation between drought indices and streamflow deficit

6.3 하천수 사용 제한 시나리오 구성

6.2절에서 구한 하천수 부족은 특정 초과유량에 대한 상대적 부족량으로써 하천수 수요에 대한 부족과는 다르다. 우리나라는 댐 하류 중심으로 도시가 발달되어 하천의 하류에 다양한 하천수 수요가 집중되어 있어 이에 하천수 사용과 관계된 수요 대비 하천수 부족량이 중요하다. 즉, 자연변동에 근거하고 있는 초과유량 대비 통계적 가뭄기준으로는 수요 대비 하천수 부족을 해석하기에 한계가 있음을 의미한다. 그러므로 하류 하천은 다양한 수요와 공급이 존재하고 있어 인위적인 영향이 적은 상류와는 다른 방법으로 적정한 기상학적 가뭄지수를 선택하여야 한다. 하천수 사용자나 공급자를 모두 만족시키는 수자원 관리가 필요하고, 본 연구에서는 이러한 수자원 관리 측면에 적합한 기상학적 가뭄지수를 찾고자 하였다. 우선 국가 수자원 분야 최상위 계획인 수자원장기종합계획의 TANK 모형 결과에 댐 공급량, 하수 방류량, 하천수 사용 및 회귀 등의 하천수 수요와 공급을 반영한 하류 하천유량을 추정하였다(Figure 6.4). 추정된 유량은 관측유량을 비교적 잘 모사하고 있어 관측유량과의 상관계수는 0.99였다(Figure 6.4).

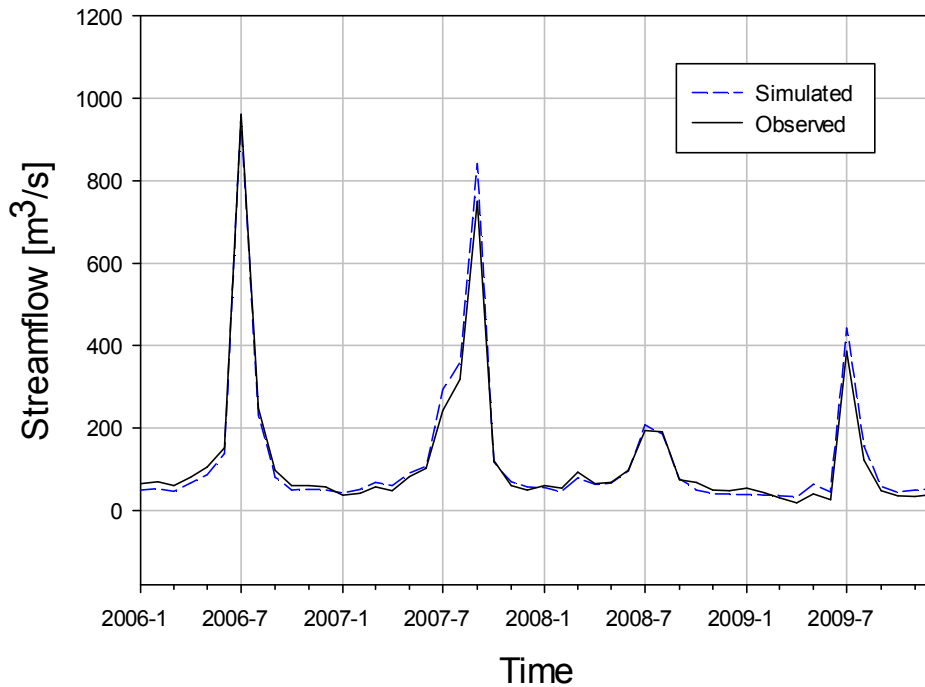


Figure 6.4 Monthly streamflow series at Gongju (2006~2009)

우리나라의 하천수 수요는 농업용수가 가장 많으며, 그 다음은 주로 생활 및 공업용수가 차지하고 있는데, 하천의 정상적인 기능 유지를 위한 수요로 하천유지유량이 주요 지점별로 고시되어 하천 운영기관에서는 이러한 수요를 고려하여 하천유량을 관리하고 있다. 즉, 하천 운영기관인 홍수통제소에서는 하천수 허가관리시스템을 통하여 하천수 사용 허가량과 실적을 관리하고 있다. 현재 하천수 취수와 회귀에 대한 정량적이고 신뢰도 높은 관측자료는 없어 농업용수는 허가량의 65%를 사용하고 35%가 하천으로 회귀, 생공용수는 65%가 회귀됨을 가정하고 있다.

「하천법」 제53조에서 가뭄의 장기화 등으로 하천수 사용 허가수량을 조정하지 아니하면 공공의 이익에 해를 끼칠 우려가 있는 경우 하천수 사용자의 사용을 제한하거나 제50조에 따른 허가수량을 조정하는 등 필요한 조치를

할 수 있다. 하천에서 하천유량의 수요와 공급은 지역의 산업화 및 유역의 특성에 의해 달라지므로 「하천법」에서는 유역별로 하천수조정협의회를 통해 지역의 특성에 맞게 하천수 부족에 따른 하천수 사용의 우선 순위를 정하고 감축할 수 있음을 밝히고 있다. 하천수조정협회에서 하천수 공급자는 안정적인 하천유량의 확보, 사용자는 충분한 하천수 사용의 보장에 대한 요구가 발생하게 된다. 공급자 측면에서는 안정적인 하천유량의 확보를 위해 적극적인 하천수 사용 제한 시나리오가 요구되며, 사용자 측면에서는 충분한 하천수 사용을 위한 소극적인 하천수 사용 제한 시나리오가 유리하다. 적극적인 하천수 사용 제한을 위하여 우선 가뭄 발생 초기부터 하천수 사용을 제한해야 하며, 제한량도 많아야 한다. 이를 위해 공급자 중심의 시나리오는 기상학적 가뭄 분류 중 가장 약한 가뭄부터 사용 제한이 필요하고, 제한량을 다양화하여 이에 대한 효과도 분석해야 한다.

본 연구에서는 SPI와 SPEI가 -1.0에서 -1.49까지는 주의, -1.5에서 -1.99까지는 경계, -2 이하를 심각 단계로 구분하여 하천수 사용을 감량하는 시나리오를 구성하였는데, 공급자 중심의 감량 시나리오는 주의 단계부터 적극적으로 하천수 사용을 제한하고, 수요자 중심의 감량 시나리오는 경계 단계부터 하천수 사용을 제한하는 것으로 가정하였다(Table 6.1). 감량 시 제한하는 우선순위는 하천유지용수, 농업용수, 생활 및 공업용수로 설정하였다. 예를 들어, 공급자 중심의 시나리오에서는 주의 단계부터 하천유지용수 10%, 경계 단계에서는 하천유지용수 10%에 농업용수 10%를 더 감량하고, 심각 단계에서는 하천유지용수와 농업용수는 30%의 감량에 추가로 생공용수 10%를 감량하게 된다. 반면 수요자 중심의 시나리오에서는 경계 단계부터 하천유지용수 10%, 심각 단계에서는 하천유지용수 10%에 농업용수 10%를 감량한다.

Table 6.1 Basic assumptions for calculating hazard by streamflow deficit

SP(E)I	Priority on river water use restriction	Restriction rule	
		Supplier-oriented (S1~S4)	Demander-oriented (S5~S8)
-1.0 to -1.49	①instream requirement	$\alpha_i W_I$	
-1.5 to -1.99		$\alpha_i (W_I + W_A)$	$\alpha_i W_I$
-2 and less	②agricultural		
	③residential and industrial	$\alpha_{i+1} (W_I + W_A) + \alpha_i W_R$	$\alpha_i (W_I + W_A)$

*1. W_I , W_A , W_R represent water for instream requirement, agricultural, and residential and industrial flow, respectively.

*2. α_i is are 0.1, 0.3, 0.5, 0.7, 0.9 for S1, S2, S3, S4, respectively. and 0.1, 0.3, 0.5, 0.7 for S5, S6, S7, S8, respectively.

Table 6.1과 같이 공급자 및 사용자 중심의 시나리오인 S1~S4(제한량 S4>S3>S2>S1), S5~S8(제한량 S8>S7>S6>S5) 중 공급자 중심의 시나리오는 주의 단계부터 적극적으로 하천수 사용을 제한하는 시나리오이다. 반면 사용자 중심으로 경계 단계부터 하천수 사용을 제한한다. 각 시나리오의 성능은 ‘3.4 하천운영 평가지표’의 실패도, (1-회복도), 취약도, 그리고 CDRI로 살펴 보았는데, 실패도는 전체 시간 단위 수에 대한 실패한 시간 단위 수의 비율, 회복도는 평균 실패 지속기간의 역수이며, 본 연구에서는 위험도를 고려하여 (1-회복도)를 사용하였다. 즉, 평균 실패 지속기간이 길어지면 (1-회복도)도 높아지게 된다. 이 연구에서 사용된 취약도는 전체 용수 수요량에 대한 평균 부족량의 비율이며 0과 1사이의 무차원 값을 가진다.

6.4 하천수 사용 제한에 따른 위험도 지수 결과 비교

3개의 가뭄지수에 따라 하천수 사용을 10일간 제한하면서 하천수 사용에 대한 실패도, (1-회복도), 취약도와 이들을 조합한 CDRI를 계산하였다(Table 6.2). 여기서 $1/\text{Resiliency}$ 은 하천수 사용 실패의 평균 지속기간을 의미한다. 가뭄을 좀 더 강하게 평가하는 가뭄지수는 하천수 사용을 많이 제한하므로 하천수 사용에 대한 실패도의 상승으로 이어진다. 따라서 가뭄을 강하게 평가하고 있는 정상성 SPEI를 이용한 하천수 사용제한은 하천수 사용 실패도를 높이고 있었다. 기상학적 가뭄지수를 비교하면 대부분의 시나리오에서 비정상성 SPEI와 SPI의 실패도가 비교적 낮았고, S4의 비정상성 SPEI의 실패도가 가장 낮았다(Table 6.2). 실패의 평균 지속기간은 정상성 SPEI에서 짧았는데, 이는 SPI, 정상성 및 비정상성 SPEI 시계열의 분산이 각각 1.234, 1.503, 1.265로 정상성 SPEI의 분산이 가장 커 가뭄 시에는 다른 가뭄지수에 비해 가뭄을 더 강하게 평가하고, 가뭄과 비가뭄의 경계에서는 오히려 가뭄을 더 약하게 평가하기 때문에 다른 지수들에 비해 실패 평균 지속기간이 짧았고, 그 중에서 S4의 (1-회복도)가 가장 낮았다. 취약도 비교 결과, 전반적으로 비정상성 SPEI의 취약도가 가장 낮았으며, 특히 S4 시나리오에서 가장 낮았다. CDRI의 계산을 위해 Zongxue et al. (1998)의 조합식을 이용하였는데 이는 세 개의 지표에 $1/3$ 를 곱하여 더하는 방법으로 계산결과, S4의 비정상성 SPEI에서 CDRI가 가장 낮아 하천수 사용 실패를 최소로 하는 최상의 시나리오이었다(Table 6.2의 CDRI ①).

Table 6.2의 (1-회복도)와 취약도의 범위는 각각 0.003, 0.095로 실패도의 범위 (0.150)에 비해 좁았다. 즉, 지표간 평균과 표준편차가 서로 다르기 때문에 지표를 직접적으로 비교하기 위해서 정규화 또는 표준화가 필요함을 확인하였다. 또한 Zongxue et al. (1998)은 각 지표가 CDRI에 동일하게 영향을 준다고 가정하였지만 실제 각 지표간의 관계와 CDRI에 대한 영향 정도에 따라 지표별

가중치를 결정할 필요가 있다. 따라서 본 연구에서는 우선 지표간의 직접적인 비교를 위해 실패도, (1-회복도)와 취약도를 표준화하고, 표준화한 지표에 PCA를 적용하여 적절한 가중치를 결정하였다. Table 6.3은 PCA 적용 결과를 보여주고 있는데, 표준화된 각 지표를 대상으로 1~3성분의 기여율을 분석한 결과, 제 1, 2성분의 기여율이 92.4%였고, 그 중 제 1성분의 기여율은 68.8%였다(Table 6.3(b)). 이는 제 1, 2성분만 이용하더라도 복합 위험도의 약 92.4%를 해석할 수 있음을 의미한다. 본 연구에서는 제 1~3성분에 대한 위험도를 계산하고(Table 6.5(c)), 제 1~3성분의 위험도를 가중하여 CDRI를 계산하였는데, CDRI의 계산을 위한 가중치는 주성분 기여율로서 0.688, 0.237과 0.076를 이용하였다(Table 6.3(b)). 이렇게 구한 하천수 사용 실패의 CDRI(Table 6.2 CDRI ②)를 보면 전반적으로 비정상성 SPEI의 CDRI가 낮았다. 특히, 하천수 사용 제한량이 많지 않은 수요자 중심의 시나리오(S5~S8)의 CDRI(Table 6.2 CDRI ②)가 낮았으며, 그 중에서도 제한량이 가장 적은 S5에서 비정상성 SPEI를 이용한 하천운영이 하천수 사용 실패 측면에서 가장 유리하였다.

Table 6.2 Risk index of streamflow use for each scenario

	Drought index		F (%)	1-R (day ⁻¹)	1/R (day)	V (%)	CDRI	
							①	②
Supplier-oriented	S1	SPI	0.5994	0.9913	115	0.0161	0.5356	0.0252
		S-SPEI	0.6073	0.9905	105	0.0196	0.5392	0.2063
		Ns-SPEI	0.5997	0.9913	115	0.0152	0.5354	0.0214
	S2	SPI	0.5999	0.9913	115	0.0364	0.5426	0.1078
		S-SPEI	0.6082	0.9905	105	0.0459	0.5482	0.3132
		Ns-SPEI	0.6002	0.9913	115	0.0355	0.5423	0.1040
	S3	SPI	0.6008	0.9913	115	0.0573	0.5498	0.1926
		S-SPEI	0.4964	0.9901	101	0.0730	0.5198	0.5545
		Ns-SPEI	0.5706	0.9918	122	0.0567	0.5397	0.0962
	S4	SPI	0.6024	0.9914	116	0.0786	0.5575	0.2576
		S-SPEI	0.4989	0.9901	101	0.1008	0.5299	0.6669
		Ns-SPEI	0.4584	0.9910	111	0.0781	0.5092	0.3995
Demander-oriented	S5	SPI	0.5882	0.9926	135	0.0060	0.5289	-0.2878
		S-SPEI	0.5876	0.9925	133	0.0066	0.5289	-0.2639
		Ns-SPEI	0.5838	0.9930	143	0.0054	0.5274	-0.3735
	S6	SPI	0.5887	0.9926	135	0.0171	0.5328	-0.2428
		S-SPEI	0.5884	0.9926	135	0.0184	0.5331	-0.2373
		Ns-SPEI	0.5846	0.9930	143	0.0148	0.5308	-0.3355
	S7	SPI	0.5887	0.9926	135	0.0282	0.5365	-0.1975
		S-SPEI	0.5567	0.9926	135	0.0303	0.5265	-0.1758
		Ns-SPEI	0.5846	0.9930	143	0.0243	0.5340	-0.2968
	S8	SPI	0.5586	0.9926	135	0.0402	0.5305	-0.1362
		S-SPEI	0.5591	0.9927	137	0.0435	0.5318	-0.1442
		Ns-SPEI	0.5871	0.9930	143	0.0351	0.5384	-0.2537

* CDRI② indicates CDRI using PCA

Table 6.3 Results of PCA related to streamwater use

(a) 각 지표의 상관행렬

	Failure	1-Resiliency	Vulnerability
Failure	1.000	0.297	-0.632
1-Resiliency	0.297	1.000	-0.617
Vulnerability	-0.632	-0.617	1.000

(b) 주성분의 기여율

	PC1	PC2	PC3
Standard deviation	0.4167	0.2444	0.1383
Proportion of Variance	0.6877	0.2366	0.0758
Cumulative proportion	0.6877	0.9242	1.0000

(c) 관계식

	PC1	PC2	PC3
Failure	-0.543	0.696	0.469
1-Resiliency	-0.536	-0.718	0.444
Vulnerability	0.646	-0.010	0.763

Table 6.4는 시나리오에 따라 하천수 사용을 제한하고 그에 따른 유량을 하천수 수요로 구한 임계수준과 비교하여 구한 하천수 부족의 위험도이다. 일반적으로 하천수 사용의 제한이 많아질수록 하천수 사용이 줄어들게 되어 하천 유량이 많아져 하천수 부족의 위험도는 낮아진다. 따라서 가뭄을 강하게 평가

하는 정상성 SPEI는 더 많은 하천수 사용제한으로 이어져 충분한 하천유량이 확보된다. Table 6.4를 보면 실패도는 가장 하천수 사용 제한량이 많은 S4 시나리오에서 낮았고, 그 중에서도 정상성 SPEI의 실패도가 다른 가뭄지수에 비해 낮았다. 부족의 평균 지속기간도 S4의 정상성 SPEI에서 가장 짧아 (1-회복도)도 낮았다. 하천수 사용 제한량이 많아지는 S4와 S8로 갈수록 하천유량이 풍부해져 취약도는 줄고 있었고, S3의 정상성 SPEI가 가장 낮았다. Zongxue et al. (1998)의 방법으로 구한 CDRI는 S4의 정상성 SPEI가 가장 낮아 하천수 부족의 위험도를 최소로 하는 최상의 시나리오였다(Table 6.4의 CDRI ①).

하천수 부족의 위험도 중 신뢰도와 회복도의 범위는 각각 0.0238과 0.0153였지만 취약도는 0.0061로 비교적 작았다. 각 지표의 분포가 비슷하지 않고, 각 지표의 가중치를 정량적으로 결정할 필요가 있으므로, 실패도, (1-회복도)와 취약도를 표준화하고, 표준화한 지표에 PCA를 적용하여 가중치를 결정하였다. Table 6.5는 PCA 적용 결과를 보여주고 있는데, 정규화된 각 지표를 대상으로 제 1~3성분의 기여율을 분석한 결과, 제 1, 2성분의 기여율이 98.8%였고, 그중 제 1성분의 기여율은 57.9%였다(Table 6.5(b)). 이는 제 1, 2성분만 이용하더라도 복합 위험도의 약 98.8%를 해석할 수 있음을 의미한다. 제 1~3성분에 대한 위험도를 계산하고(Table 6.5(c)), 제 1~3성분의 위험도를 더하여 CDRI를 계산하였는데, 이 때의 가중치는 주성분의 기여율인 0.579, 0.410과 0.012를 이용하였다(Table 6.5(b)). 이렇게 구한 하천수 부족의 CDRI의 계산결과, 가뭄을 강하게 평가하는 정상성 SPEI의 CDRI가 낮았고, 시나리오 중에서는 S4가 하천수 부족의 위험도를 최소로 하는 최상의 시나리오로 선택되었다(Table 6.4의 CDRI ②).

Table 6.4 Risk index of streamflow deficit for each scenario

	Drought index		F (%)	1-R (day ⁻¹)	1/R (day)	V (%)	CDRI	
							①	②
Supplier-oriented	S1	SPI	0.1555	0.9595	25	0.2606	0.4585	0.2628
		S-SPEI	0.1539	0.9573	23	0.2590	0.4567	0.1190
		Ns-SPEI	0.1547	0.9593	25	0.2611	0.4584	0.2497
	S2	SPI	0.1465	0.9551	22	0.2608	0.4541	-0.0248
		S-SPEI	0.1416	0.9536	22	0.2577	0.4510	-0.1227
		Ns-SPEI	0.1454	0.9548	22	0.2615	0.4539	-0.0444
	S3	SPI	0.1421	0.9538	22	0.2610	0.4523	-0.1098
		S-SPEI	0.1377	0.9503	20	0.2563	0.4481	-0.3384
		Ns-SPEI	0.1413	0.9535	22	0.2624	0.4524	-0.1294
	S4	SPI	0.1402	0.9512	20	0.2620	0.4511	-0.2798
		S-SPEI	0.1334	0.9446	18	0.2580	0.4453	-0.7112
		Ns-SPEI	0.1394	0.9509	20	0.2624	0.4509	-0.2994
Demander-oriented	S5	SPI	0.1572	0.9599	25	0.2594	0.4588	0.2890
		S-SPEI	0.1564	0.9597	25	0.2610	0.4590	0.2759
		Ns-SPEI	0.1572	0.9599	25	0.2616	0.4596	0.2889
	S6	SPI	0.1520	0.9568	23	0.2590	0.4559	0.0864
		S-SPEI	0.1490	0.9559	23	0.2623	0.4557	0.0274
		Ns-SPEI	0.1533	0.9589	24	0.2585	0.4569	0.2237
	S7	SPI	0.1490	0.9559	23	0.2585	0.4544	0.0276
		S-SPEI	0.1451	0.9547	22	0.2612	0.4537	-0.0510
		Ns-SPEI	0.1509	0.9583	24	0.2578	0.4557	0.1845
	S8	SPI	0.1473	0.9554	22	0.2569	0.4532	-0.0051
		S-SPEI	0.1435	0.9542	22	0.2603	0.4527	-0.0836
		Ns-SPEI	0.1498	0.9580	24	0.2570	0.4549	0.1649

* CDRI② indicates CDRI using PCA

Table 6.5 Results of PCA related to streamflow deficit

(a) 각 지표의 상관행렬

	Failure	1-Resiliency	Vulnerability
Failure	1.000	0.959	0.051
1-Resiliency	0.959	1.000	0.064
Vulnerability	0.051	0.064	1.000

(b) 주성분의 기여율

	PC1	PC2	PC3
Standard deviation	0.3704	0.3116	0.0529
Proportion of Variance	0.5785	0.4097	0.012
Cumulative proportion	0.5785	0.9882	1.000

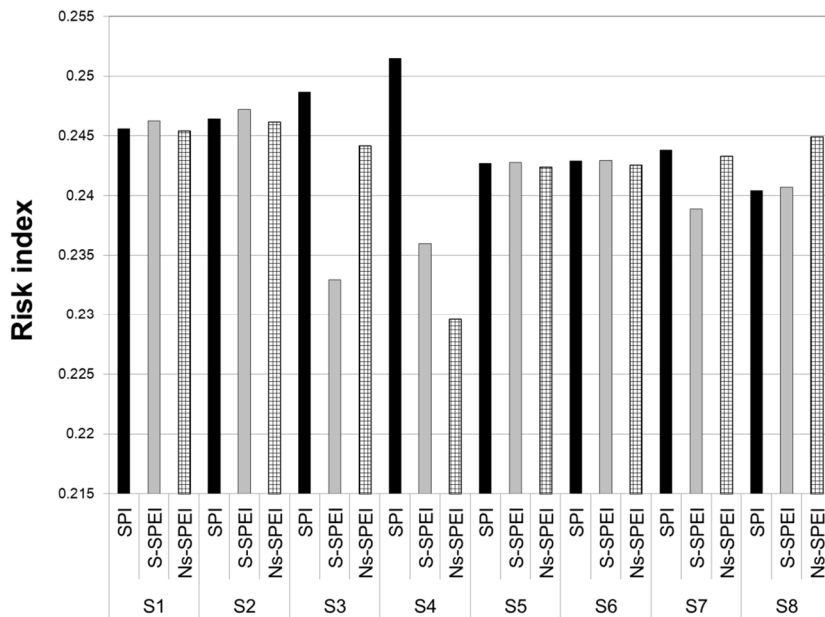
(c) 관계식

	PC1	PC2	PC3
Failure	0.750	0.133	0.648
1-Resiliency	0.640	0.103	-0.762
Vulnerability	0.168	-0.986	0.008

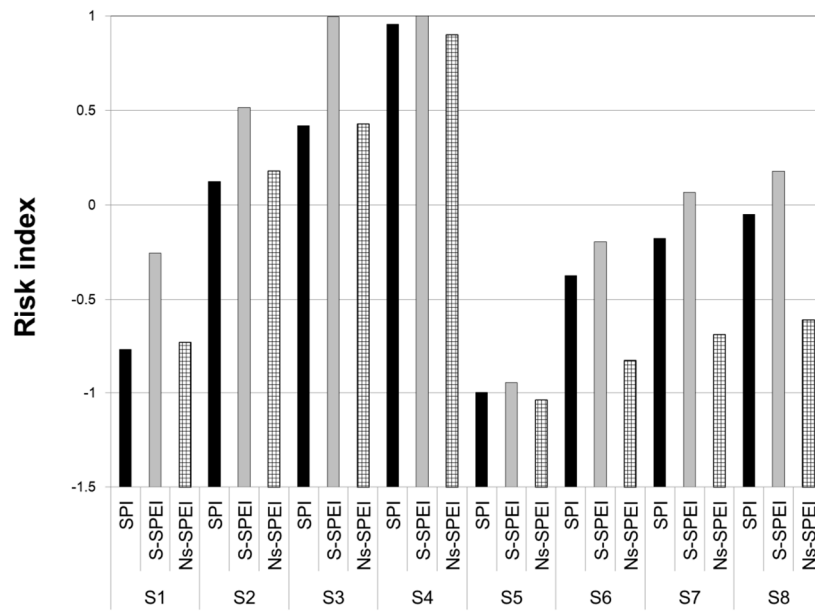
동일한 가중치를 이용한 경우의 하천수 사용 실패 및 부족의 CDRI 계산결과, 비정상성 SPEI를 이용한 수요자 중심의 운영(S4)이 하천수 사용 실패의 CDRI를 가장 작게하였고(Table 6.2의 CDRI ①), 정상성 SPEI를 이용한 공급자

중심의 운영(S4)이 하천유량 확보에 유리하였다(Table 6.4의 CDRI ①). 하천수 부족을 대응하기 위한 하천수 사용의 제한은 공급자의 하천수 부족의 위험도와 사용자의 사용 실패 위험도를 동시에 고려해야 한다. 이를 위해 사용 실패 및 부족의 CDRI를 동시에 고려한 결과, S4 시나리오 중 비정상성 SPEI를 이용한 하천운영이 하천유량 및 하천수 사용량 확보에 가장 적합함을 확인하였다(Figure 6.5(a)).

PCA로 구한 위험도 계산 결과, 비정상성 SPEI를 이용한 수요자 중심의 운영(S4)이 하천수 사용 실패의 CDRI를 가장 작게 하였고(Table 6.2의 CDRI ②), 하천유량 확보에는 정상성 SPEI를 이용한 수요자 중심의 운영(S4)이 유리하였다(Table 6.4의 CDRI ②). 두 CDRI를 동시에 고려한 결과, S5 시나리오 중 비정상성 SPEI를 이용한 하천운영이 하천유량 및 하천수 사용량 확보에 가장 적합함을 확인하였다(Figure 6.5(b)).



(a) same weight



(b) PCA

Figure 6.5 Risk index for streamflow use and deficit

제 7 장 위험도 기반의 하천관리유량 추정

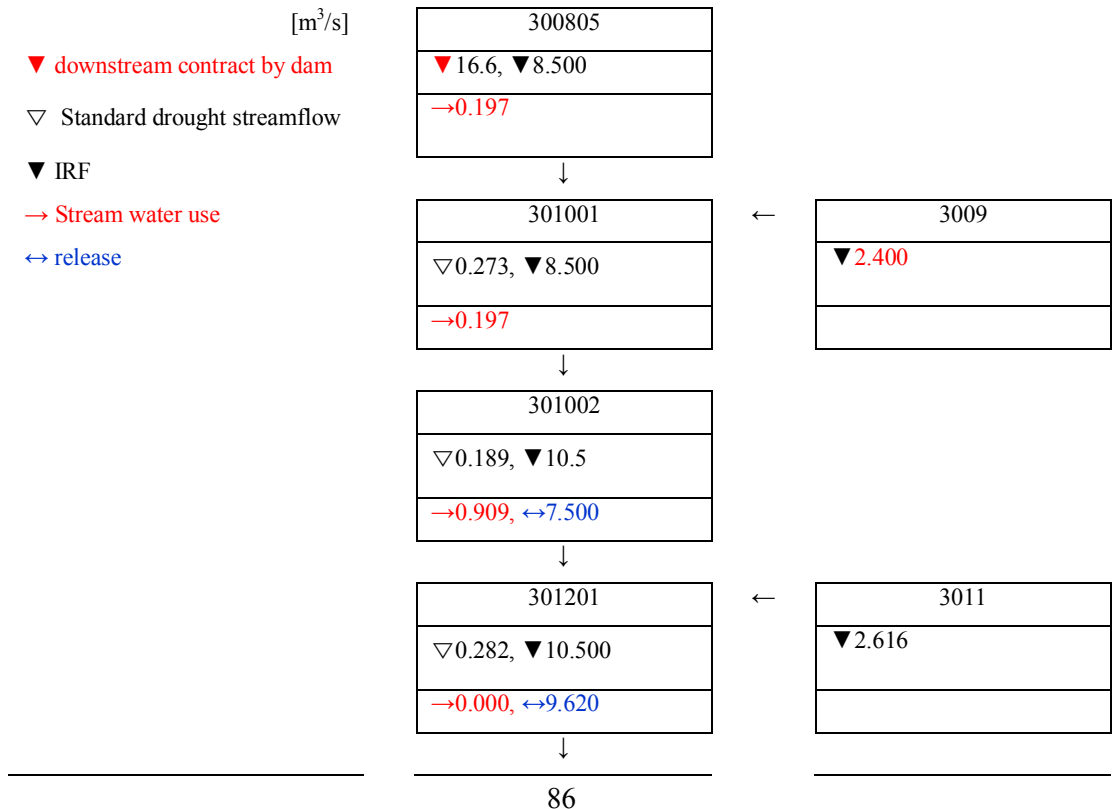
7.1 하천관리유량의 산정

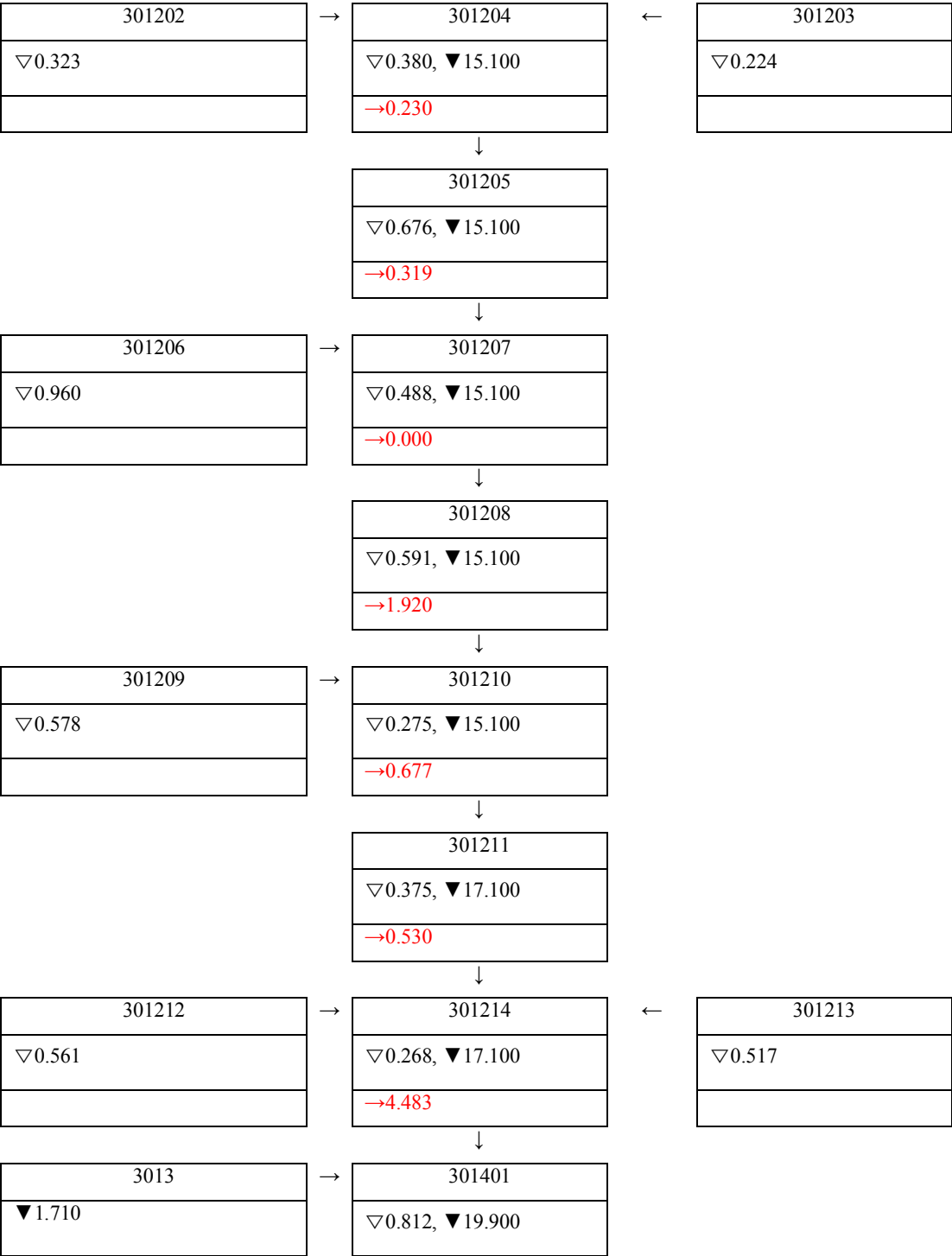
본 연구에서는 위험도 기반의 하천관리유량을 추정하기 위한 방법론을 제안하였다. 제안한 방법론은 첫째, 하천수 사용허가를 근거로 지점별 하천관리유량을 산정한다. 둘째, 하천관리유량을 기준으로 하천수 부족의 위험도가 가장 높은 지점을 찾고 셋째, 위험도 가장 높은 지점을 기준으로 인근 지점이 기준 지점과 비슷한 하천수 부족 위험도를 갖도록 하는 하천관리유량을 추정한다. 이를 위해 하천수 수요를 고려한 방법으로 하천수 부족을 계산하였고, 그 부족 특성을 기준 지점의 상, 하류로 전이하는 하천관리유량 추정법을 시범 적용하였다.

금강유역은 농업용수가 전체 하천수 사용 허가량의 89.3%를 차지하고 있으며 생활, 공업 및 환경개선 용수는 전체의 10.7%였다. 금강유역의 표준유역별 하천수 사용량은 Figure 7.1의 모식도에서 확인할 수 있으며, 하천수 사용허가는 하천의 하류에 집중되어 있다. 또한 농업용수가 많은 편으로 농업용수는 관개기인 5~10월에만 필요하기 때문에 안정적인 용수공급과 활용을 위하여 하천관리유량은 관개기 및 비관개기로 구분하여 산정할 필요가 있음을 확인하였다.

금강으로 유입되는 하천들을 고려하여 금강 본류의 하천관리유량을 산정하였다. 금강 본류는 5개 지점에 하천유지유량이 고시되어 있는데 부강, 매포, 공주, 규암과 강경지점으로 각각 8.5, 10.5, 15.1, 17.1과 19.9 m³/sec이다(Figure 7.1). 대청조정지댐(300805)부터 금강하류(301403)까지 국가하천인 갑천(3009), 미호천(3011), 논산천(3013)과 지방하천인 용수천(301202), 대교천(301203), 유구천(301206), 지천상류(301209), 석성천(301213), 금천(301212), 길산천(301402)이 유입된다.

금강 본류의 하천관리유량 계산을 위하여 지류 하천 중 하천유지유량이 고시되어 있는 갑천, 미호천 및 논산천은 하천유지유량이 유입되므로, I_{main} 로 2,400, 2,616 및 1,710 m^3/sec 을 이용하였다. 그리고 하천유지유량이 고시되어 있지 않은 나머지 지류 하천은 기준갈수량을 이용하였다(Figure 7.1). 대청조정지댐(300805)의 자체 유입량은 댐 하류 공급 계약량인 $16.600\text{m}^3/\text{sec}$ 이 되며, 301002, 301201 표준유역은 대규모 하수처리장의 방류량(I_{release})의 영향으로 유입량이 많은 편이었다. 금강 본류의 하천관리유량 산정결과 301208 유역에서의 하천관리유량이 가장 커 $41.516\text{ m}^3/\text{sec}$ 였으며, 하천의 하류는 하천수 수요가 많기 때문에 전반적으로 하류에서 하천관리유량이 컸으나 301401, 301214 표준유역은 지류 유입량이 늘어 하천관리유량이 적었다(Table 7.1). 비관개기의 하천관리유량은 농업용수를 제외하고 계산하였다(Table 7.1).





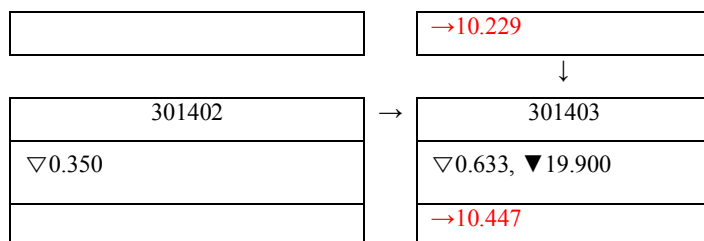


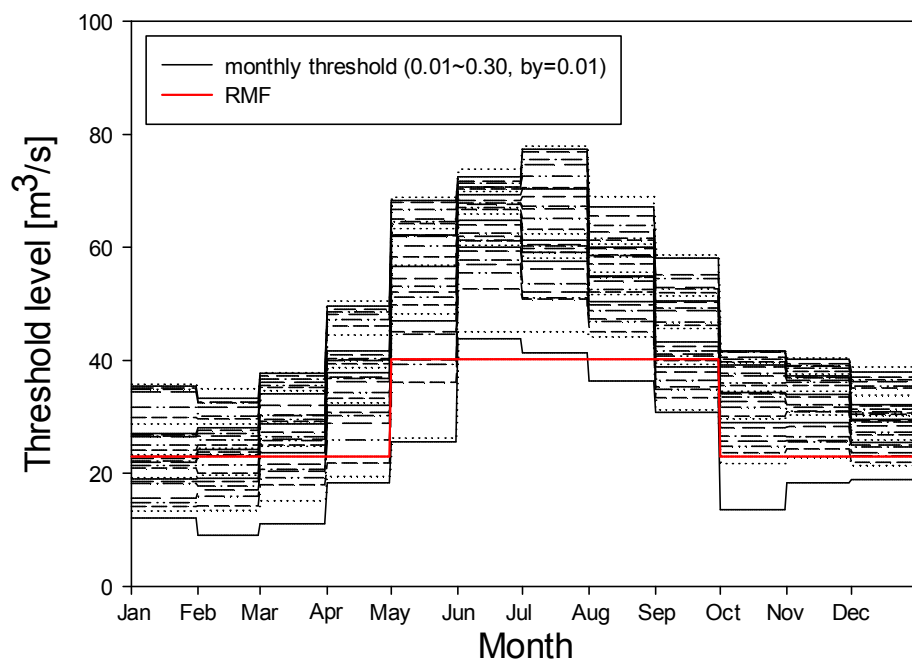
Figure 7.1 Schematic diagram of Geum river for RMF calculation

Table 7.1 Calculator of RMF (m^3/sec)

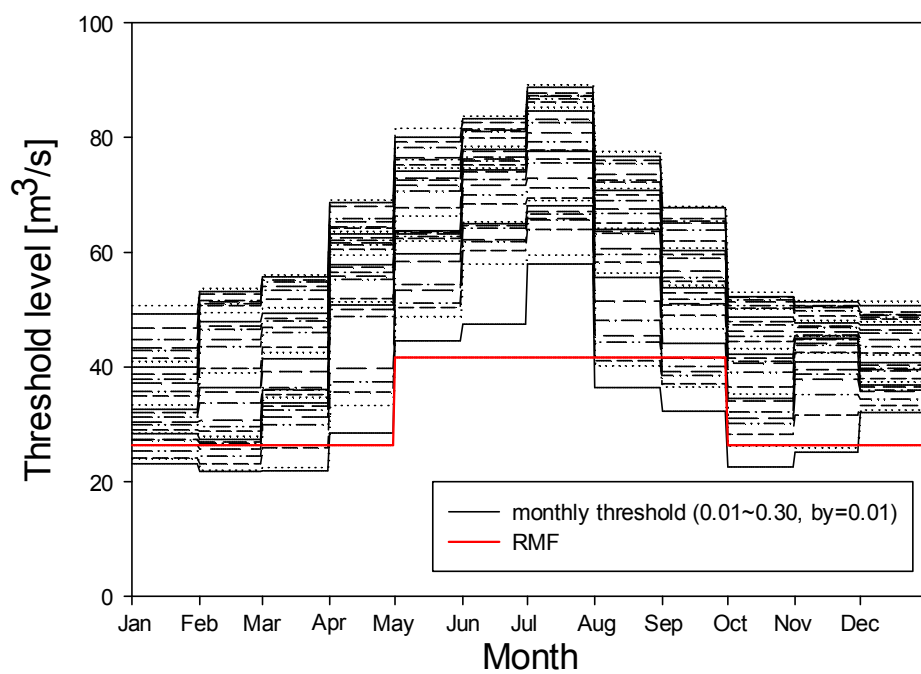
Standard watershed	① down Stream ($RMF_{i \sim i-1}$)	② use (O_{intake})	③ side Inflow (I_{side})	④ main Inflow (I_{main})	⑤ IRF ($IRF_{i \sim i+1}$)	⑥ RMF = $\max(\text{①}, \text{⑤}) + \text{②} - \text{③} - \text{④}$ ($RMF_{i \sim i+1}$)	
						Irrigation	Non irtg
301403	19.900	10.447	0.350	0.633	19.900	29.364	26.678
301401	29.364	10.229	1.710	0.812	19.900	37.071	24.456
301214	37.071	4.483	1.078	0.268	17.100	40.208	26.350
301211	40.208	0.530	0.000	0.375	17.100	40.363	26.378
301210	40.363	0.677	0.578	0.275	15.100	40.187	26.888
301208	40.187	1.920	0.000	0.591	15.100	41.516	27.898
301207	41.516	0.000	0.960	0.488	15.100	40.068	25.940
301205	40.068	0.319	0.000	0.676	15.100	39.711	23.723
301204	39.711	0.380	0.547	0.339	15.100	39.205	23.927
301201	39.205	0.000	9.620	0.282	10.500	29.303	16.582
301002	29.303	0.909	7.500	0.189	10.500	22.523	13.456
301001	22.523	0.197	2.400	0.273	8.500	20.047	11.039
300805	20.047	0.197	0.000	16.600	8.500	3.644	8.920

7.2 하천관리유량의 비초과확률

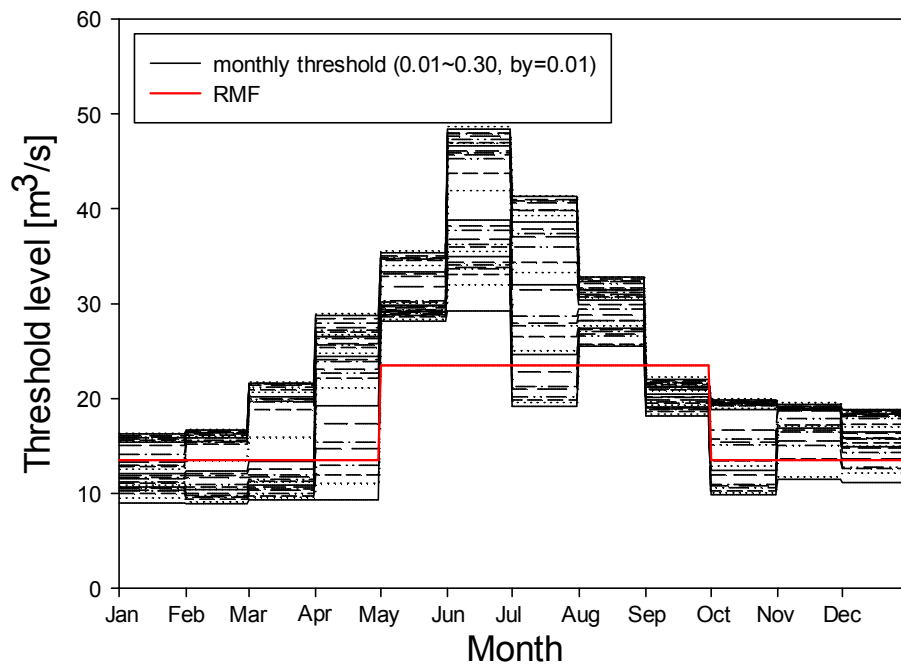
하천관리유량의 비초과확률을 알아보기 위하여 유량의 월별 임계수준을 Tallaksen et al. (1997)이 제안한 방법으로 구하였다. 공주, 규암 및 부강의 월별 유량의 비초과확률을 0.01에서 0.30까지 0.01씩 증가시키며 구한 월별 임계수준과 하천관리유량을 함께 도시하였다(Figure 7.2). 특정 지점의 하천관리유량 이하의 하천유량은 확률적으로 거의 발생되지 않을 수 있고, 그와 반대로 매우 빈번하게 발생할 수도 있다. 공주와 규암의 비초과확률별 유량과 하천관리유량은 비교적 유사한 월별 변동성을 보였는데, 우리나라는 여름철과 초가을의 강수량이 많기 때문에 이 시기의 유량도 비교적 많은 편으로 비초과확률 유량도 큰 편이었다. 2015년과 2016년은 강수량 부족으로 인한 기록적인 가뭄으로 8월과 9월의 하천유량이 적었고, 이로 인하여 관측유량이 하천관리유량보다 적어 하천수 부족이 발생하였다. 부강의 5월, 6월과 8월의 하천유량은 하천관리유량보다 많아 하천수 부족의 위험도는 비교적 낮은 편이었고, 반면 7월과 9월은 적은 하천유량으로 하천수 부족의 위험이 확인되었다. 하천관리유량에 해당하는 월별 초과확률을 비교하니 공주의 6월과 7월, 규암은 4월부터 7월까지와 12월, 부강은 5월, 6월과 8월은 하천관리유량 이하의 유량이 거의 없었고, 이는 해당기간에서 하천수 부족이 거의 발생할 가능성이 적음을 의미한다(Table 7.2). 세 지점 모두 여름철로 가까워질수록 하천유량이 많아지므로 하천관리유량의 비초과확률은 작았고, 가을철과 겨울철 동안 하천유량의 감소로 하천관리유량의 비초과확률은 커지고 있었다.



(a) Gongju



(b) Gyuam



(c) Bugang

Figure 7.2 RMF and monthly threshold values by FDC

Table 7.2 Non-exceedance probability of RMF

Month	Gongju	Gyuam	Bugang
Jan	0.150	0.050	0.190
Feb	0.120	0.055	0.160
Mar	0.080	0.030	0.150
Apr	0.035	< 0.010	0.045
May	0.050	< 0.010	< 0.010
Jun	< 0.010	< 0.010	< 0.010
Jul	< 0.010	< 0.010	0.075
Aug	0.015	0.030	< 0.010
Sep	0.110	0.070	0.300
Oct	0.250	0.020	0.100
Nov	0.290	0.025	0.030
Dec	0.300	< 0.010	0.050

7.3 하천관리유량의 위험도

공주(301204)의 관개기 및 비관개기의 하천관리유량은 39.2, 23.9 m³/sec, 규암(301214)은 40.2, 26.4 m³/sec, 부강(301002)은 22.5, 13.5 m³/sec이고, 하천관리유량에 대한 실패도, (1-회복도) 및 취약도에 대한 결과는 Figure 7.3, Table 7.3과 같다. 그림을 보면 하류보다 상류에서 하천수 부족이 빈번하게 발생하고 있었다. (1-회복도)는 부강이 높아 부강의 하천수 부족이 비교적 길게 지속되고 있었다. 반면 하천수 수요에 대비한 평균 부족량을 나타내는 무차원 취약도는

공주에서 가장 커, 하천수 부족 시 하천수 수요에 대한 부족량이 많은 편이었다. 공주, 규암 및 부강의 CDRI 각 지표의 가중치를 1/3로 하여 구한 위험도를 보면 규암이 가장 낮았고, 공주가 0.271으로 세 지점 중에서 가장 위험도가 높았다.

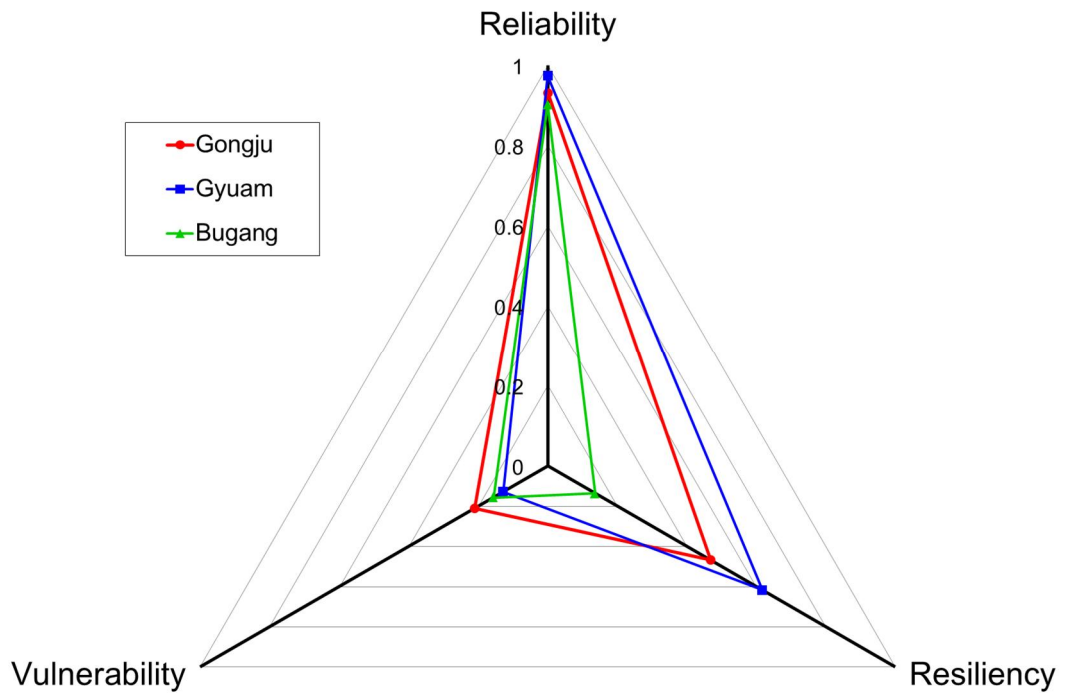


Figure 7.3 RI values at Gongju, Gyuam, and Bugang

Table 7.3 CDRI values at results at Gongju, Gyuam, and Bugang

Site	1-Reliability	1-Resiliency	Vulnerability	CDRI
Gongju	0.069	0.532	0.211	0.271
Gyuam	0.026	0.383	0.128	0.179
Bugang	0.097	0.665	0.157	0.269

현재 하천관리유량에 대한 위험도를 분석한 결과, 공주의 위험도가 0.271으로 가장 높아 이를 기준으로 상, 하류 지점인 부강과 규암의 하천관리유량을 추정하고자 하였다. 공주의 실패도, (1-회복도) 및 취약도를 기준으로 가중치 조합을 다양하게 하여 규암과 부강의 하천관리유량을 변화시켜가며 그때의 CDRI를 구하였고, 공주의 CDRI와 가장 비슷하게 하는 규암 및 부강의 하천관리유량을 찾았다. 가중치 1/3일 때의 규암 지점의 하천관리유량은 54.0, 36.0 m³/sec였고, 취약도만을 고려한 하천관리유량은 관개기 보다 비관개기의 하천관리유량이 커 다른 지표와의 조합이 반드시 필요함을 확인하였다. 회복도만을 고려한 하천관리유량은 모두를 고려한 하천관리유량과 가장 비슷하였다 (Table 7.4). 가중치가 1/3일 때의 부강 지점의 하천관리유량은 30.0, 15.0 m³/sec였고, 취약도만을 이용하여 추정한 하천관리유량은 모두를 고려한 하천관리유량과 가장 비슷하였다. 회복도만을 고려한 관개기 및 비관개기 하천관리유량이 가장 작았는데, 하천관리유량이 작아질수록 하천수 부족이 잘 발생하지 않게 된다(Table 7.5). 하천수 부족이 예상된다면 하천수조정협의회를 개최하여 상, 하류의 하천수 사용 현황(용도 및 사용량) 및 향후 기상전망에 따라 Table 7.4의 실패도, 회복도 및 취약도에 대한 적정 가중치를 선택해야 한다.

Table 7.4 Risk-based river management flow

(a) Gyuam

Index	Weighted value	RMF(m ³ /sec)	
		Irrigation period	Non-irrigation period
Failure	1/3	54.0	36.0
Resiliency	1/3		
Vulnerability	1/3		
Failure	1	66.0	22.0
Resiliency	0		
Vulnerability	0		
Failure	0	50.0	34.0
Resiliency	1		
Vulnerability	0		
Failure	0	34.0	40.0
Resiliency	0		
Vulnerability	1		
Failure	1/2	34.0	20.0
Resiliency	1/2		
Vulnerability	0		
Failure	0	66.0	36.0
Resiliency	1/2		
Vulnerability	1/2		
Failure	1/2	34.0	20.0
Resiliency	0		
Vulnerability	1/2		

(b) Bugang

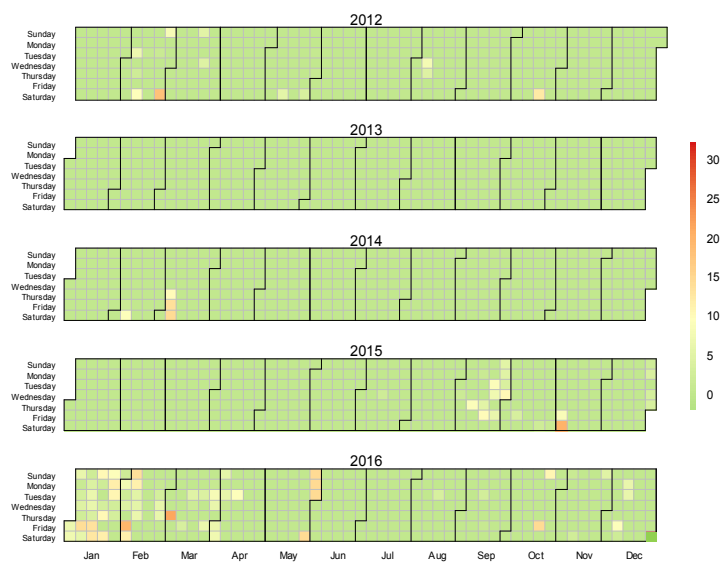
Index	Weighted value	RMF(m ³ /sec)	
		Irrigation period	Non-irrigation period
Failure	1/3	30.0	15.0
Resiliency	1/3		
Vulnerability	1/3		
Failure	1	25.0	11.0
Resiliency	0		
Vulnerability	0		
Failure	0	20.0	9.0
Resiliency	1		
Vulnerability	0		
Failure	0	29.0	15.0
Resiliency	0		
Vulnerability	1		
Failure	1/2	26.0	8.0
Resiliency	1/2		
Vulnerability	0		
Failure	0	28.0	10.0
Resiliency	1/2		
Vulnerability	1/2		
Failure	1/2	30.0	9.0
Resiliency	0		
Vulnerability	1/2		

CDRI를 기준으로 새롭게 추정된 하천관리유량의 비초과확률을 이전과 비교하였다. 실패도, (1-회복도) 및 취약도를 각각 1/3씩 가증하여 구한 하천관리유량의 초과확률을 보면 하천관리유량에 대한 위험도가 컸었던 공주와 비슷한 수준으로 위험도를 재현하기 위하여 규암과 부강의 하천관리유량이 기존보다 커졌고, 이에 따라 하천관리유량에 대한 비초과확률도 이전에 비하여 증가되었다(Table 7.6). 또한 기존의 하천관리유량은 과거 유량과 비교할 때 거의 발생되지 않는 다소 비현실적인 기준이었으나 위험도 고려되어 추정된 하천관리유량은 관측 유량에서 발생 가능성이 확인되어 이전에 비하여 현실적이었다. 위험도 고려하여 추정된 하천관리유량에 대한 하천수 과부족을 조사하였다(Figure 7.4). 그림의 녹색은 하천수 부족이 발생하지 않은 날(day)로써, 규암과 부강은 새롭게 추정한 하천관리유량으로 구한 하천수 부족이 공주와 유사하였다.

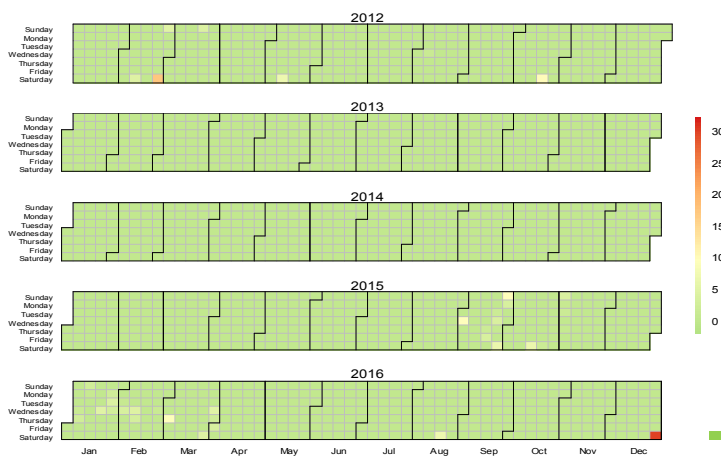
Table 7.5 Exceedance probability of RMF

Month	Gyuam		Bugang	
	without	with	without	with
Jan	0.050	0.180	0.190	0.210
Feb	0.055	0.140	0.160	0.165
Mar	0.030	0.110	0.150	0.155
Apr	< 0.010	0.035	0.045	0.055
May	< 0.010	0.060	< 0.010	0.155
Jun	< 0.010	0.018	< 0.010	0.015
Jul	< 0.010	< 0.010	0.075	0.135
Aug	0.030	0.078	< 0.010	0.145
Sep	0.070	0.150	0.300	> 0.300
Oct	0.020	0.100	0.100	0.110
Nov	0.025	0.045	0.030	0.040
Dec	< 0.010	0.060	0.050	0.080

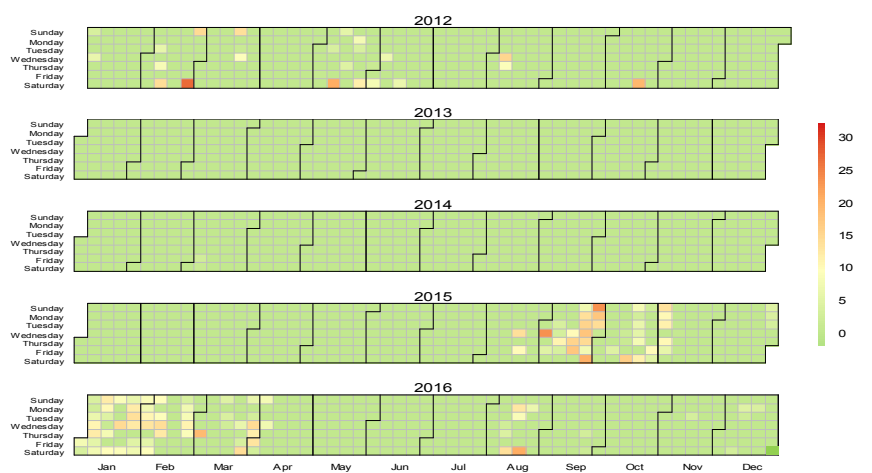
* 'without' and 'with' indicate that RMF without and with consideration of risk index, respectively.



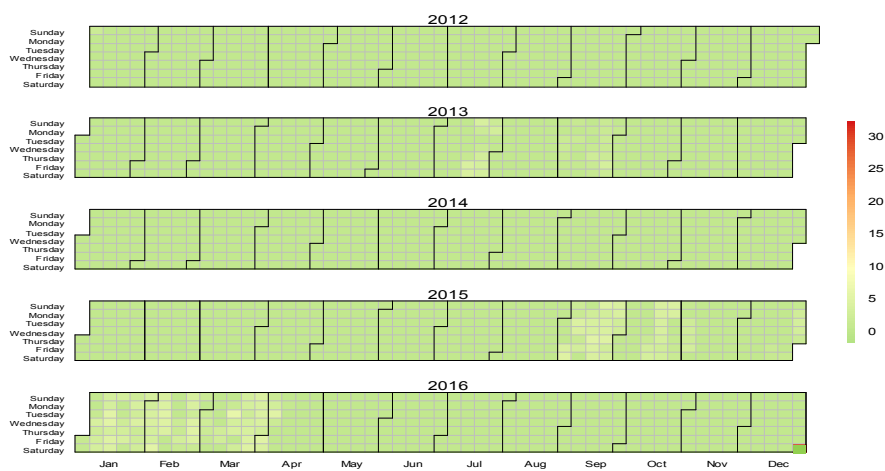
(a) Gongju



(b) Gyuam



(c) Gyum(RFM considering RI)



(d) Bugang



(e) Bugang(RFM considering RI)

Figure 7.4 Streamflow deficit to RMFs (m³/s)

제 8 장 결론 및 향후 연구

8.1 요약 및 결론

▪ 증발산량의 비정상성을 고려한 비정상 SPEI 개발

대표적인 기상학적 가뭄지수인 SPEI는 강수량과 증발산량의 차이에 대한 누가분포함수로 구해진다. 지금까지 대부분의 SPEI 관련 연구에서는 확률변수인 강수량과 증발산량 차이에 대한 유의미한 비정상성이 검출되지 않아서 정상성을 가정하고 있었다. 이는 우리나라의 경우 강수량이 증발산량에 비하여 상당히 많아서 월 강수량의 무작위성은 부존량으로 이어지기 때문이다. 우리나라의 다목적댐 7개 지점의 강수량 및 증발산량의 경향성 검정 결과, 강수량의 유의미한 증가 경향성은 확인되지 않았지만 증발산량은 최근의 기온 상승 등으로 인하여 뚜렷한 증가 경향성이 확인되었다. 따라서 우리나라에 수문기상 특성이 반영되도록 증발산량의 비정상성을 고려하는 새로운 SPEI가 필요함을 확인하였다.

본 연구에서는 부존량의 평균과 분산을 강수량과 증발산량에 관한 함수로 분해하여 정의하고, 증발산량의 비정상성을 고려한 평균과 분산을 이용하여 부존량의 모멘트를 다시 계산하였으며, 확률분포형의 매개변수를 추정하는 방법을 제안하였다. 제안한 방법론의 효용성을 확인하기 위하여 우리나라 주요 댐 지점을 대상으로 정상성과 비정상성 SPEI를 비교하였다. 비교 결과, 시간에 따른 증발산량의 증가 경향성으로 증발산량의 확률밀도함수는 과거에 비하여 우측으로, 부존량의 확률밀도함수는 좌측으로 이동되어 동일한 부존량에 대하여 정상성 보다 비정상성을 고려한 비초과확률이 더 커지고 있었다. 결국 부존량의 비초과확률의 증가는 표준정규분포의 확률변수의 증가로 이어져 가뭄지수도 정상성에 비하여 커지고 있었다.

일반적으로 우리나라는 연 강수량의 50% 이상이 여름철에 집중되기 때문에

여름철에 집중되는 강수량을 다목적댐에 효과적으로 저류하고, 운영하면서 이듬해의 물 부족을 대비하고 있다. 우리나라는 2015년과 2016년 여름철의 장마기간 및 태풍에 동반한 강수량이 평년에 비교하여 매우 적은 편이어서 여름철 이후부터 기상학적 가뭄이 극심한 편이었다. 특히, 하천유량은 상류의 댐 용수공급이 큰 비중을 차지하고 있어서 여름철 이후의 가뭄을 정교하고 현실적으로 평가할 수 있는 가뭄지수로부터 댐 공급과 하천수량의 관리계획을 수립하여야 한다. 최근에 가뭄이 자주 발생하고 있기 때문에 보수적인 댐 용수공급의 조정은 하천수 사용자와 댐 운영자 간 분쟁으로 이어질 가능성이 매우 높다. 본 연구에서 제안한 기후 통계(비정상성)를 반영한 비정상성 SPEI는 우리나라의 가뭄특성을 적절하게 재현하였고, 10월의 가뭄을 비교적 온화하게 평가하고 있어서 유연성이 있는 댐 용수공급을 가능케 할 수 있겠다.

우리가 필요로 하는 절대적인 부존량(필요 부존량)은 시간에 따라 변화하지 않지만 기후변화로 인하여 과거, 현재와 미래의 부존량 아노말리는 변화할 수 있기 때문에 시기에 따라 필요 부존량에 대한 체감도도 달라질 수 있다. 기후변화에 의한 부존량의 감소 경향은 필요 부존량의 체감도 변화로 이어져 현재 기후에서는 필요 부존량이 부존량의 평균(또는 특정한 초과수문량)보다 적은 상태로 느껴진다. 그러나 미래 기후에서는 부존량이 점점 부족해져 필요 부존량은 오히려 평균(또는 특정한 초과 수문량)보다 많게 느껴지므로 이러한 체감도의 변화에 따른 가뭄에 대한 적응 전략이 요구된다. 기후변화로 대표되는 비정상성은 대중의 극한사상에 대한 체감도를 결정하는 주요 척도 중의 하나로써 가뭄 대응정책에 대한 만족도를 향상시키기 위해서는 수문기상 변수의 과거부터 현재까지의 비정상성을 고려한 현실적 가뭄지수가 필요하다. 2015년의 10월(8~10월)의 정상성 및 비정상성 SPEI 적용 결과, 가뭄심도가 변화되었듯 본 연구에서는 시간에 대한 증발산량의 변화를 고려하여 이전보다 현실적인 가뭄지수를 계산할 수 있는 방법을 제안하였다. 새로운 방법으로 가뭄상태를 정교하고 현실적으로 감시할 수 있어서 적절한 가뭄 대응대책 수립

과 대응시기를 결정할 수 있으리라 판단되었다.

▪ 하천수 관리에 적절한 기상학적 가뭄지수의 선택

기상학적 가뭄지수와 수문학적 가뭄을 관계를 다룬 대다수의 연구에서는 기상학적 가뭄지수가 수문학적 가뭄과 밀접한 관계가 있으며, 기상학적 가뭄이 일정한 기간의 지체를 거쳐 수문학적 가뭄으로 전파됨을 밝히고 있다. 이에 기상학적 가뭄지수로 수문학적 가뭄을 표현하는 변수들의 관계를 비교하여 특정 기상학적 가뭄지수의 우수성을 밝히거나 몇몇의 지수를 결합하여 사용하기를 추천하고 있다. 갈수로 인해 발생하는 하천수 부족량은 하천수 공급과 수요의 불균형으로 발생하며, 사회·경제적 가뭄에 가깝다. 따라서 하천수 부족에 대한 대응은 공급자의 하천수 부족의 위험도와 함께 하천수 사용자의 사용 실패 위험도도 같이 고려하여야 한다. 이에 본 연구에서는 하천수 사용량을 제한하는 하천운영을 통하여 하천수 부족과 사용 실패의 위험도를 최소화하는 기상학적 가뭄지수를 찾고자 하였다.

이를 위해 우선 가장 일반적으로 사용하고 있는 SPI, 정상성 및 비정상성 SPEI와 인위적인 영향이 적은 용담지점의 유량을 비교하였다. 지체 시간별로 상관도를 비교한 결과, 해당 월의 상관계수 비교적 높았다. 기상학적 가뭄지수와 하천수 부족량이 상관성은 해당 월의 상관계수도 컸고, 가뭄지수 중 비정상성 SPEI와 초과유량 이하 부족량 간의 상관성이 가장 높아 하천수 부족량을 예보하거나 미계측 유역의 기상 자료를 활용한 하천수 부족량을 추정하는데 유용하리라 판단되었다. 그러나 하류의 하천유량은 하수 방류 등과 같은 인위적인 영향을 받고 있어 기상학적 가뭄지수와 하천수 부족 사이의 일관성을 찾기가 쉽지 않다. 따라서 본 연구에서는 적합한 기상학적 가뭄지수를 선택을 위한 새로운 방법을 제안하고자 하였다.

이를 위해 기상학적 가뭄지수에 따라 하천수 사용량을 제한하는 하천운영

을 통하여 하천수 부족과 사용 실패의 위험도를 최소화하는 기상학적 가뭄지수를 찾는 방법을 제안하였다. 기상학적 가뭄지수에 따른 하천 운영을 평가하기 위하여 자연 유량에 하천수 취수 및 회귀를 반영한 하천 하류의 관측유량을 모의하였다. 기상학적 가뭄지수의 단계에 따라 하천수 사용을 제한하는 시나리오를 구성하였고, 하천수 사용 제한 기간은 10일로 정하였다. 감량 시나리오 중 공급자 중심의 사용 제한 시나리오는 기상학적 가뭄지수가 -1 이하부터 적극적으로 하천수 사용을 제한하며, 수요자 중심 시나리오는 기상학적 가뭄지수가 -1.5 이하부터 하천수 사용을 제한하는데, 그 양도 공급자 중심의 시나리오 보다는 적게 구성하였다. 시나리오에 따라 하천을 운영하면서 하천수 부족 및 하천수 사용 실패에 대한 위험도를 계산하였다.

선행 연구와 같이 인위적인 활동이 적은 상류 유역의 분석 결과에서는 비정상성 SPEI의 성능이 우수하였지만 우리가 제안한 수자원 관리에 유용한 기상학적 가뭄지수를 찾은 결과, 기상학적 가뭄을 더 강하게 평가하는 정상성 SPEI가 하천수 사용을 더 많이 제한하여, 하천수 사용 실패도와 취약도가 높았다. 반면, 정상성 SPEI는 실패 지속기간의 평균은 오히려 짧았고, (1-회복도)도 낮았다. 이는 정상성 SPEI가 다른 가뭄지수에 비해 분산이 커, 가뭄을 더 강하고, 더 약하게 평가하고 있기 때문이다. 하지만 한번 사용 제한 시, 가뭄지수가 가뭄을 더 강하게 평가하기 때문에 하천수 사용 제한량이 많아져 취약도는 컸다. 정상성 SPEI를 이용한 하천수 사용제한으로 충분한 하천유량이 확보되어 하천수 부족에 대한 실패도, (1-회복도) 및 취약도가 낮았다. CDRI를 고려한 결과, 비정상성 SPEI의 위험도가 낮아 하천수의 공급 및 수요 측면에서 도움을 주는 지수임을 확인하였다. 다만, 지역별 하천수 사용 특성 및 이해관계에 따라 하천수 사용 제한 기간의 단축이 목적이라면 정상성 SPEI를 고려한 운영을 고려할 수도 있겠다.

지금까지 우리나라의 가뭄 또는 하천수 부족에 대한 대응은 주로 중앙정부의 주도로 이뤄졌는데 이러한 의사결정은 결과에 이르기까지의 과정이 신속

하다는 장점이 있으나 지역과 유역의 상세 특성을 반영하기 어렵다는 단점이 있다. 「하천법」에서는 하천수조정협의회를 각 수계별로 운영하도록 정하고 있어 하천수조정협의회를 통하여 하천수 부족에 따른 하천수 사용자와 공급자 간의 위험도를 관리할 수 있도록 하고 있고, 이로부터 지역 수자원의 특성을 반영하여 하천을 운영할 수 있다. 하지만 법적 근거와 필요성에도 불구하고 하천수조정협의회의 구체적 운영 방안이 없어 유명무실한 상태이다. 이 연구는 적정 기상학적 가뭄지수를 선택하기 위해 하천수 사용 및 부족을 고려하였다는 점에서 기존 연구와의 차별과 의의가 있다. 또한 이 연구의 결과들은 하천수조정협의회에서 직접적으로 활용이 가능하겠고, 이를 통해 하천수 부족에 대응할 수 있겠다. 향후 금강유역 외 다른 유역으로 적용 사례를 확대하여 높아진 가뭄 위험에 대응할 수 있을 것으로 기대한다.

▪ 위험도 기반의 하천관리유량 추정

하천에는 다양한 수요가 있어 하천수 사용자는 평균에 대한 아노말리 부족보다 하천수 취수에 제약을 받는 하천수 부족에 민감할 수 밖에 없다. 우리나라는 하천관리유량으로 하천수 부족을 대응하고 있지만 하천수 부족에 따른 하천수 사용제한에 대한 구체적인 기준이나 방법론은 전무하다. 따라서, 이 연구에서는 하천수 사용제한에 있어 공감대와 신뢰도가 확보하기 위해 위험도를 근거로 한 하천관리유량 추정법을 제안하였다.

우선, 하천수 수요를 고려한 표준유역별 하천관리유량을 결정하기 위하여 하천수 수요를 조사한 결과, 금강유역은 농업용수의 수요가 많은 편이었고 인구가 집중되어 있는 하류에 수요가 집중되어 있었다. 하천수 사용 및 하천유지유량 등을 고려하여 하천관리유량을 산정한 결과, 관개기에는 301208 표준유역의 하천관리유량이 컸고, 비관개기에는 생활용수의 수요가 많은 301204 표준유역에서 큰 편이었다. 선행 연구들에서 하천수 가뭄에 대하여 적정 임계

수준으로 5~30%에 해당하는 비초과유량을 추천하고 있는데 공주의 하천관리 유량은 비초과확률이 10% 미만이었다. 따라서 하천수가 정상상태보다 부족하여도 하천수 부족으로 반드시 이어지지 않으며, 하천수 가뭄이 극심하게 진행된 후에야 하천수 부족이 발생하겠다.

같은 유역 내 지점들에서 하천수 부족특성이 유사하게 재현되어야 하천수 사용자간의 공감대가 확보될 수 있다. 공주의 하천관리유량에 대한 실패도, (1-회복도), 취약도와 관련한 CDRI지수의 차이를 최소로 하는 부강과 규암의 하천관리유량을 찾아내었다. 그 결과, 규암과 부강은 하천관리유량이 이전보다 증가되었고, 최근 2015년에 하천수 부족 사상에 대한 특징을 공주와 유사하게 모사하고 있음을 확인하였다. 최근 우리나라는 여름철 강수 부족으로 인한 하천수 가뭄과 부족이 비교적 빈번하게 발생하고 있어 하천수 사용자간의 이해가 대립되고 있다. 제안한 방법론의 적용결과, 상, 하류간 하천수 부족의 특성이 유사하였고, 이로부터 균형적인 하천운영이 가능해지리라 판단되었다.

본 연구에서 도출한 주요 결론을 요약하면 다음과 같다.

- 첫째, 제안된 비정상성 SPEI는 정상성 SPEI와 확연하게 다른 결과를 보였는데, 비정상성 SPEI는 가뭄을 약하게 평가하고 있었고, 이는 현재의 가뭄이 미래로 가면 정상일 수 있음을 의미한다.
- 둘째, 정상성 SPI, SPEI 및 비정상성 SPEI를 하천수 사용량을 제한하는 하천운영에 접목하여 위험도를 비교하였고, 그 중 비정상성 SPEI가 하천수 공급자 및 사용자에게 가장 유용한 지수임을 확인하였다.
- 셋째, 지점 간 하천수 부족의 체감도를 비슷하게 관리하기 위해 위험도 기반의 하천관리유량 추정 방법을 제안하였고, 추정된 하천관리유량으로 체감도가 비슷해져 하천수 부족에 대한 갈등이 최소화될 수 있음을 확인하였다.

8.2 향후 연구

증발산량의 비정상성을 고려한 SPEI 연구에서는 우리나라의 수문기상 자료의 장기간의 통계특성을 반영할 수 있는 새로운 방법을 제안하였다는데 의의가 있으며, 증발산량 뿐만 아니라 강수량을 선택하여도 비정상성을 고려할 수 있겠다. 하지만 모멘트법으로 GEV 분포의 매개변수를 추정하였는데, 모멘트법은 확률변수의 누승(power)을 한 표본 모멘트를 이용하기 때문에 편의가 크다는 단점이 있다. 일반적으로 L-모멘트법은 확률변수가 아닌 초과확률에 누승을 하여 확률밀도함수의 상위 꼬리에 대한 추정 정확도가 우수하기 때문에 향후 L-모멘트법을 이용하여 증발산량의 비정상성을 고려한 SPEI를 제안하겠다. 본 연구에서는 7개 지점을 대상으로 하였지만 기후의 비정상성은 공간특성에 따라 상이하므로 광범위 자료를 이용한 분석과 검증이 요구된다. 따라서 향후 공간적 범위를 확대하여 해당 방법론의 효용성을 검토하고자 한다.

하천수 관리에 적절한 기상학적 가뭄지수의 선택을 위해 본 연구에서는 하천수 부족에 대한 실패도, (1-회복도)와 취약도, 세 개의 지표를 고려한 CDRI를 계산하였다. 하지만 각 지표의 범위가 다르고 각 지표가 CDRI에 미치는 영향 정도도 다르기 때문에 가중치는 신중하게 결정할 필요가 있음을 확인하였다. 선행 연구들에서는 다양한 가중치 부여 방법을 제안하였고, 본 연구에서는 동일한 가중치를 부여하는 방법을 중심으로 PCA를 추가로 적용하였다. 가중치는 하천의 지역적 특성 및 하천수 사용 현황 등의 고려도 중요한 만큼 통계적인 방법과 함께 하천수 사용자, 공급자 및 전문가 그룹에 대한 설문조사를 활용할 필요가 있다. 향후, 좀 더 다양한 방법론의 적용과 함께 설문조사 등을 병행하여 적절한 가중치를 결정하고자 한다.

하천수 수요 대비 부족의 기준인 하천관리유량을 산정하는데 있어 그간 미진하였던 하천수 수요를 고려한 임계수준의 활용방안을 제안하였다는데 의의가 있다. 하지만 하천관리유량의 산정에 있어서 기준갈수량(10년 빈도 갈수량)

을 이용하고 있는데, 여기서 갈수량은 1년간 일유량 자료에서 355일 이상 유지되는 유량으로 연 중 일정한 값으로 유량의 월 또는 계절 변동성을 고려할 수 없다는 한계가 있다. Tallaksen et al. (1997)의 선행 연구에서는 유량의 계절 변동성을 반영할 수 있도록 월 또는 계절 단위의 유황곡선을 추천하고 있으므로 이를 이용한 기준갈수량의 산정이 필요하겠다. 또한 최근 가뭄은 광범위하게 발생하고 있으므로 위험도 기반의 하천관리유량 추정 방법을 전 유역으로 확대 적용하여 향후 가뭄으로 인한 하천수 부족에 대응하고자 한다.

참고문헌

- Akaike, H. (1974). A new look at the statistical model identification. *IEEE Transactions on Automatic Control*, 19(6), pp. 716~723.
- American Meteorological Society (1997). Meteorological drought – Policy statement, B. Am. Meteorol. Soc., 78, pp. 847~849.
- Bachmair, S., Kohn, I., and Stahl, K. (2015). Exploring the link between drought indicators and impacts. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 15, pp. 1381~1397.
- Bayazit, M. (2015). Nonstationarity of hydrological records and recent trends in trend analysis: a state-of-the-art review. *Environ. Process.*, 2, pp. 527~542.
- Chanda, K., and Maity, R. (2015). Meteorological drought quantification with Standardized Precipitation Anomaly Index for the regions with strongly seasonal and periodic precipitation. *Journal of Hydrologic Engineering*, Vol. 20, 06015007.
- Changnon, S. A. (1987). Detecting drought conditions in Illinois, Vol. 169, Illinois State Water Survey.
- Chen, H., and Sun, J. (2015). Changes in drought characteristics over China using the standardized precipitation evapotranspiration index. *Journal of Climate*, 28, pp. 5430~5447.
- Chung, K.-K. and Chun, M.-B. (2002). Guideline for the Estimation of River Maintenance Flow in Japan., *KCID journal*. 9(2), pp. 287~297. (in Korean)

- Chung, K.-K. and Chun, M.-B. (2003). Guideline for the Estimation of River Maintenance Flow in Japan II, *KCID journal*. 10(2), pp. 88~100. (in Korean)
- Coles, S. (2001). An introduction to statistical modeling of extreme values. Springer-Verlag, London, UK.
- Delgado, J. M., Apel, H., and Merz, B. (2010). Flood trends and variability in the Mekong river. *Hydrol. Earth Syst. Sci*, Vol. 14, pp. 407~418.
- Douglas, E. M., Vogel, R. M., and Kroll, C.N. (2000). Trends in floods and low flows in the United States: impact of spatial correlation. *Journal of Hydrology*, 240(1–2), pp. 90~105.
- Eltahir, E. A. B., and Yeh, P.J.-F. (1999). On the asymmetric response of aquifer water level to floods and droughts in Illinois. *Water Resour Res*, 35, pp. 1199~1217.
- Fiering, M. B. (1982). Estimates of resiliency indices by simulation, *Water Resources Research*, 18(1), pp. 41~50.
- Franks, S. W., and Kuczera, G. (2002). Flood frequency analysis: Evidence and implications of secular climate variability. *Water Resour. Res.*, 38(5), doi:10.1029/2001WR000232.
- Guttman, N. B. (1998). Comparing the Palmer Drought Index and the Standardized Precipitation Index. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 34(1), pp. 113~121.
- Guttman, N. B. (1999). Accepting the standardized precipitation index: A calculation algorithm. *Journal of the American Water Resources Association*, 35, pp. 311~322.

- Han, S. R., Kang, N. R., and Lee, C. S. (2015). Disaster risk evaluation for urban areas under composite hazard factors. *Journal of the Korean Society of Hazard Mitigation*, Vol. 15, pp. 33~43. (in Korean)
- Hashimoto, T., Stedinger, J. R., and Loucks, D. P. (1982). Reliability, resiliency and vulnerability criteria for water resource system performance evaluation. *Water Resour. Res.*, 18(1), pp. 14~20.
- Hayes, M. J., Svoboda, M. D., Wilhite, D. A., and Vanyarkho, O. V. (1999). Monitoring the 1996 drought using the standardized precipitation index. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 80(3), pp. 429~438.
- He, Y., Brdossy, A., and Brommundt, J. (2006). Non-stationary flood frequency analysis in southern Germany. *The 7th International Conference on HydroScience and Engineering*, Philadelphia.
- Heim, R. R. (2002). A review of twentieth-century drought indices used in the United States. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 83, pp. 1149~1165.
- Hernandez, E. A., and Uddameri, V. (2014). Standardized precipitation evaporation index (SPEI)-based drought assessment in semi-arid south Texas. *Environmental Earth Sciences*, 71, pp. 2491~2501.
- Hisdal, H., Tallaksen, L. M., Peters, E., Stahl, K., and Zaidman, M. (2001). Drought event definition. Assessment of the Regional Impact of Droughts in Europe. S. Demuth and K. Stahl (Eds.). Final Report to the European Union ENV-CT97-0553, Institute of Hydrology, University of Freiburg, Germany. pp. 17~ 26.

- Jeong, D. I., L. Sushama, M. N., and Khaliq, M. N. (2014). The role of temperature in drought projections over North America. *Climatic Change*, 127, pp. 289~303.
- Ji, L., and Peters, A. J. (2003). Assessing vegetation response to drought in the northern Great Plains using vegetation and drought indices. *Remote Sensing of Environment, Elsevier*, 87(1), pp. 85~98.
- Jinno, K., Zongxue, X., Kawamura, A., and Tajiri, K. (1995). Risk assessment of a water supply system during drought. *Water Resour. Res.*, 11(2), pp. 185~204.
- Keyantash, J. A., and Dracup, J. A. (2002). The quantification of drought: an evaluation of drought indices. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 83(8), pp. 1167~1180.
- Kim, B. S., Sung, J. H., Kang, H.-S., and Cho, C. H. (2012). Assessment of drought severity over South Korea using standardized precipitation evapotranspiration index (SPEI). *Journal of Korea Water Resources Association*, 45(9), pp. 887~900. (in Korean)
- Kim, B. S., Sung, J. H., Lee, B. H., and Kim, D. J. (2013). Evaluation on the impact of extreme droughts in South Korea using the SPEI and RCP8.5 climate change scenario. *Journal of the Korean Society of Hazard Mitigation*, 13, pp. 97~109. (in Korean)
- Kim, G., and Lee, J. (2011). Evaluation of drought indices using the drought records. *J. Korea Water Resour. Assoc.*, 44(8), pp. 639~652. (in Korean)
- Kim, S. H., and Chung, E.-S. (2017). Peak drought index analysis of cheongmicheon watershed using meteorological and hydrological drought index *J. Korea Water Resour. Assoc.*, 50(1), pp. 65~73. (in Korean)

- Kjeldsen, T. R., and Rosbjerg, D. (2004). Choice of reliability, resiliency and vulnerability estimators for risk assessments of water resources systems. *Hydrological Sciences Journal*, 49(5), pp. 755~767.
- Kwon, H. H, Lall, U, and Kim, S. J. (2016). The unusual 2013–2015 drought in South Korea in the context of a multicentury precipitation record: Inferences from a nonstationary, multivariate, Bayesian copula model. *Geophysical Research Letters*, 43, 8534–8544, doi:10.1002/2016GL070270.
- Lee, B.-R., Bae, B. G., and Choi, S. H. (2015). Drought analysis using comparison of standardized precipitation index and social big data. *Proceeding of Korea Information Science Society*, pp. 16~18.
- Lee, B.-R., Sung, J. H., and Chung, E.-S. (2015). Comparison of Meteorological Drought and Hydrological Drought Index. *J. Korea Water Resour. Assoc.*, 48(1), pp. 69~78. (in Korean)
- Lee, J. W., Jang, S. S., Ahn, S. R., Park, K. W., and Kim, S. J. (2016). Evaluation of the Relationship between Meteorological, Agricultural and In-situ Big Data Droughts. *Journal of the Korean Association of Geographic Information Studies*, 19(1), pp. 64~79. (in Korean)
- Li, J. Z., Y. X. Wang, S. F. Li, and Hu, R. (2015), A Nonstationary Standardized Precipitation Index incorporating climate indices as covariates, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 120, 12,082–12,095, doi:10.1002/2015JD023920.
- Lins, H. F., and Slack, J. R. (1999). Streamflow trends in the United States. *Geophysical Research Letters*, Vol. 26, pp. 227~230.

- Lorenzo-Lacruz, J., Morán-Tejeda, E., Vicente-Serrano, S. M., and López-Moreno, J. I. (2013). Streamflow droughts in the Iberian Peninsula between 1945 and 2005: spatial and temporal patterns. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, Vol. 17, pp. 119~134.
- Lorenzo-Lacruz, J., S. M. Vicente-Serrano, J. I. López-Moreno, S. Beguería, J. M. García-Ruiz, and Cuadrat, J. M. (2010). The impact of droughts and water management on various hydrological systems in the headwaters of the Tagus River (central Spain). *J. Hydrol.*, pp. 13~26.
- Loucks, D. P., and van Beek, E. (2005). Water resources systems planning and management, United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization(UNESCO), Paris.
- McCabe, G. J., and Wolock, D. M. (2002). A step increase in streamflow in the conterminous United States. *Geophys. Res. Lett.*, 29, pp. 1~4.
- McKee, T. B., Doesken, N. J., and Kleist, J. (1993). The relationship of drought frequency and duration to time scales. *8th Conf. on Applied Climatology. Anaheim, CA*, American Meteorological Society, pp. 179~184.
- Milly, P. C. D., Betancourt, J., Falkenmark, M., Hirsch, R. M., Kundzewicz, Z. W., Lettenmaier, D. P., and Stouffer, R.J. (2008). Stationarity is dead: Whither water management. *Climate change*, Science.319, pp. 573~574.
- Mishra, K., and Singh, V. P. (2010). A review of drought concepts. *J. Hydrol.*, 391, pp. 202~216.
- Mooley, D. (1973). Gamma distribution probability model for Asian summer Mooley D. 1973. monthly rainfall. *Mon. Weather Rev.* 101, pp. 160~176.

- Morid, S., Smakhtin, V., and Moghaddasi, M. (2006). Comparison of seven meteorological indices for drought monitoring in Iran 26(7), *International Journal of climatology*, pp. 971~985.
- Moy, W.-S., Cohon, J. L., and ReVelle, C. (1986). A programming model for analysis of the reliability, resilience and vulnerability of a water supply reservoir. *Water Resour. Res.*, Vol. 22, pp. 489~498.
- Nam, W.-H., M. J. Hayes, M. D. Svoboda, T. Tadesse, and Wilhite, D. A. (2015). Drought hazard assessment in the context of climate change for South Korea. *Agriculture Water Management*, 160, pp. 106~117.
- Narasimhan, B., and Srinivasan, R. (2005). Development and evaluation of Soil Moisture Deficit Index (SMDI) and Evapotranspiration Deficit Index (ETDI) for agricultural drought monitoring. *Agric. For. Meteorol.*, 133 (1-4), pp. 69~88.
- Nogaj, M., Parey, S., Dacunha-Castelle, D. (2007). Non-stationary extreme models and a climatic application. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 14, pp. 305~316.
- Novotny, E. V., and Stefan, H. G. (2007). Streamflow in Minnesota: indicator of climate change. *Journal of Hydrology*, 334(3-4), pp. 319~333.
- Obeysekera, J., and Salas, J. (2013). Quantifying the Uncertainty of Design Floods under Nonstationary Conditions. *Journal of Hydrologic Engineering*, 10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0000931, pp. 1438~1446.
- Olsen, J. R., J. R. Stedinger, N. C. Matalas, and E. Z. Stakhiv (1999). Climate variability and flood frequency estimation for the Upper Mississippi and Lower Missouri Rivers. *J. of the American Water Resources Association*, 35(6), pp. 1509~1524.

- Pandey, R. P., Sharma, K. D., Mishra, S. K., Singh, R., and Galkate, R.V. (2008). Assessing streamflow drought severity using ephemeral streamflow data. *Int. J. Ecol. Econ. Stat.*, 11(S08), pp. 77~89.
- Park, H. S., Um, M. J., Kim, J. B., and Kim, Y. (2015). MODIS DSI for evaluation of the local drought events in Korea. *Journal of the Korean Society of Civil Engineers*, 35(6), pp. 1209~1218. (in Korean)
- Park, M. W., Kim, S. J., Kwon, H. J., Kim, P. S., Kang, S. M., and Lee, J. H. (2017). Availability assessment of meteorological drought index for agricultural drought estimation in ungauged area of agricultural drought parameter. *Journal of the Korean Society of Agricultural Engineers*, 59(5), pp. 127~136. (in Korean)
- Pietzsch, S., and Bissolli, P. (2011). A modified drought index for WMO RA VI. *Advances Science & Research*, Vol. 6, pp. 275~279.
- Quiring, S. M. (2009). Monitoring drought: An evaluation of meteorological drought indices. *Geography Compass*, 3(1), pp. 64~88.
- Ramachandra Rao, A., and Hamed, K.H. (2000). Flood frequency analysis. Boca Raton, FL: CRC Press.
- Redmond, K. (1991). Climate monitoring and indices. Proc. Drought Management and Planning Seminar and Workshop, Denver, CO, International Drought Information Center, University of Nebraska, pp. 29~33.
- Russo, S., A. Dosio, A. Sterl, P. Barbosa, and Vogt, J. (2013). Projection of occurrence of extreme dry-wet years and seasons in Europe with stationary and

- nonstationary Standardized Precipitation Indices, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 118, 7628–7639, doi:10.1002/jgrd.50571.
- Salas, J. D., and Obeysekera, J. (2014). Revisiting the concepts of return period and risk for nonstationary hydrologic extreme events. *Journal of Hydrologic Engineering*, Vol. 19, pp. 554~568.
- Schwarz, G. (1978). Estimating the dimension of a model, *Ann. Statist.* 6, pp. 461~464.
- Sheffield, J., and Wood, E. F. (2011). Drought: Past Problems and Future Scenarios. London and Washington DC: Earthscan.
- Srinivasan, K., Neelakantan, T. R., Shyamnarayan, P., and Nagarajukumar, C. (1999). Mixed-integer programming model for reservoir performance optimization. *Journal of Water Resources Planning and Management*, ASCE, 125(5), pp. 298~301.
- Stagge, J. H., Tallaksen, L. M., Gudmundsson, L., van Loon, A. F., and Stahl, K. (2016). Response to Comment on ‘Candidate Distributions for Climatological Drought Indices (SPI and SPEI). *International Journal of Climatology*, 36, pp. 2132~2138.
- Stedinger, J. R., and Crainiceanu, C. M. (2001). Climate variability and flood-risk management, Risk-Based Decision Making in Water Resources IX, Proc. of the Ninth Conference, United Engineering Foundation, Santa Barbara, CA, Oct. 15-20, 2000, pp. 77~86, Amer. Society of Civil Engineers, Reston.

- Stedinger, J. R., Vogel, R. M., and Foufoula-Georgiou, E. (1993). Frequency analysis of extreme events. Chapter 18 in *Handbook of Hydrology*, D. R. Maidment (ed.). New York, McGraw-Hill.
- Steinemann, A. (2003). Drought indicators and triggers: A stochastic approach to evaluation. *J. Am. Water Resour. Assoc.*, 39(5), pp. 1217~1234.
- Steinemann, A. C., Hayes, M. J., and Cavalcanti, L. (2005). Drought indicators and triggers. *Drought and water crises: Science, technology, and management issues*. CRC Press, Boca Raton, FL. pp. 71~92.
- Strupczewski, W. G., Kochanek, K., Feluch, W., Bogdanowicz, E., and Singh, V. P., (2009). On seasonal approach to nonstationary flood frequency analysis. *Physics and Chemistry of the Earth*, 34, pp. 612~618.
- Suguyama, H., Vudhivanich, V., Whitaker, A. C., and Lorsirirat, K. (2003). Stochastic flow duration curves for evaluation of flow regimes in rivers. *Journal of the American Water Resources Association*, 39(1), pp. 47~58.
- Sung, J. H., and Chung, E.-S. (2014). Development of streamflow drought severity-duration-frequency curves using the threshold level method. *Hydrol Earth Syst Sci* 18, pp. 3341~3351.
- Sung, J. H., Chung, E.-S., Lee, B., Kim, Y. (2015). Meteorological hazard risk assessment based on the detection of trends and abrupt changes in the precipitation characteristics of the Korean peninsula. *Theoretical and Applied Climatology*, DOI: 10.1007/s00704-015-1581-0.

- Sung, J. H., Kim, Y.-O., and Jeon, J.-J. (2017). Application of distribution-free nonstationary regional frequency analysis based on L-moment, *Theoretical and Applied Climatology*, DOI: 10.1007/s00704-017-2249-8.
- Sur, C., Kim, K., Choi, W., Shim, J., and Choi, M. (2014). Drought assessments using satellite-based drought index in Korea; Southern region case in 2013. *Journal of Korean Society of Hazard Mitigation*, 14(3), pp.127~131. (in Korean)
- Tallaksen, L. M., and Van Lanen, H. A. J. (2004). Hydrological drought: processes and estimation methods for streamflow and groundwater. In: *Developments in Water Science*, vol.48. Amsterdam, the Netherlands: Elsevier Science B.V.
- Tallaksen, L. M., Madsen, H., and Clausen, B. (1997). On the definition and modelling of streamflow drought duration and deficit volume. *Hydrolog. Sci. J.*, Vol. 42, pp. 15~33.
- Thornthwaite, C. W. (1948). An Approach toward a Rational Classification of Climate. *Geographical Review*, 38(1), pp. 55~94.
- Thornthwaite, C. W., and Mather, J. R. (1955). The water balance. *Publications in Climatology*, 8(1), Laboratory of Climatology.
- Touma, D., Ashfaq, M., Nayak, M. A., Kao, S.-C., and Diffenbaugh, N. S. (2015). A multi-model and multi-index evaluation of drought characteristics in the 21st century. *Journal of Hydrology*, 526, pp. 197~207.
- Trenberth, K. E. (1998). Atmospheric moisture residence times and cycling: Implications for rainfall rates with climate change, *Climatic Change*, 39, pp. 667~694.

- Vicente-Serrano, S. M., G. V. Schrier, S. Begueria, C. Azorin-Molina, J.-I., and Lopez-Moreno (2015). Contribution of precipitation and reference evapotranspiration to drought indices under different climates. *Journal of Hydrology*, 526, pp. 42~54.
- Vicente-Serrano, S. M., S. Begueria, J. I., and Lopez-Moreno (2010). A multiscalar drought index sensitive to global warming: the standardized precipitation evapotranspiration index. *Journal of Climate*, Vol. 23, pp. 1696~1718.
- Vicente-Serrano, S. M., S. Beguería, J. Lorenzo-Lacruz, J. J. Camarero, J. I. López-Moreno, C. Azorin-Molina, J. Revuelto, E. Morán-Tejeda, and A. Sanchez-Lorenzo (2012). Performance of Drought Indices for Ecological, Agricultural, and Hydrological Applications. *Earth Interactions*, 16(10), pp. 1~27.
- Wang, W., Zhu, Y., Xu, R., and Li, J. (2015a). Drought severity change in China during 1961-2012 indicated by SPI and SPEI, *Natural Hazards*, 75, pp. 2437~2451.
- Wang, Y., Li, J., Feng, P., Hu. R. (2015b). A time-dependent drought index for non-stationary precipitation series. *Water Resour. Manage.* 29: 5631. <https://doi.org/10.1007/s11269-015-1138-0>
- Wilhite, D. A., and Glantz, M. H. (1985). Understanding the drought phenomenon: the role of definitions. *Water Int.*, 10, pp. 111~120.
- Wilks, S. S. (1938). The large-sample distribution of the likelihood ratio for testing composite hypotheses. *The Annals of Mathematical Statistics*, 9(1), pp. 60~62.

- Won, K. J., Chung, E.-S., Lee, B.-R., Sung, J. H. (2016). Characteristics of the Han River Basin drought using SPEI and RDI. *J. Korea Water Resour. Assoc.* 49(3), pp. 187~196. (in Korean)
- Wu, H., Hayes, M. J., Weiss, A., and Hu Q. (2001). An evaluation of the Standardized Precipitation Index, the China-Z Index and the statistical Z-Score. *International Journal of climatology*, 21(6), pp. 745~758.
- Wu, J., Soh, L. K., Samal, A., and Chen, X. H. (2007). Trend analysis of streamflow drought events in Nebraska. *Water Resour. Manage.*, 22, pp. 145~64.
- Xu, K., D. Yang, H. Yang, Z. Li, Y. Qin, Y. Shen (2015). Spatio-temporal variation of drought in China during 1961-2012. A climatic perspective. *Journal of Hydrology*, 526, pp. 253~264.
- Yevjevich, V. (1967). An objective approach to definitions and investigations of continental hydrologic drought. Hydrology Paper No. 23, Colorado State Univ., Fort Collins, Colo.
- Yu, M., Li, Q., Hayes, M. J., Svoboda, M., and Heim, R. R. (2014). Are droughts becoming more frequent or severe in China based on the Standardized Precipitation Evapotranspiration Index: 1951-2010. *International Journal of Climatology*, 34, pp. 545~558.
- Zhai, J., B. Su, V. Krysanova, T. Vetter, C. Gao, and Jiang, T. (2010). Spatial variation and trends in PDSI and SPI indices and their relation to streamflow in 10 large regions of China. *J. Climate*, 23, pp. 649~663.

- Zhang, A., and Jia, G. (2013). Monitoring meteorological drought in semiarid regions using multi-sensor microwave remote sensing data. *Remote Sensing of Environment*, 134, pp.12~23.
- Zhang, P., Gao, J., Thomas, A. G., Alagupackiam, K. P., Mannava, K., Bosco, P. I.; Sen Chiao (2017). On building a big data analysis system for California drought. *2017 IEEE Third International Conference on Big Data Computing Service and Applications*, pp. 149~156.
- Zhao, L., Lyu, A., Wu, J., Hayes, M., Tang, Z. He, B., Liu, J., and Liu, M. (2014). Impact of meteorological drought on streamflow drought in Jinghe River Basin of China, *Chinese Geographical Science*, 24(6), pp. 694~705.
- Zhao, L., Wu, J. J., and Fang, J. (2016). Robust response of streamflow drought to different timescales of meteorological drought in Xiangjiang River Basin of China. *Adv. Meteorol.*, 8, 1634787.
- Zongxue, X., Jinno, K., Kawanura, A., Takesaki, S., and Ito, K. (1998). Performance risk analysis for Fukuoka watersupply system. *Water Resources Management*, Vol. 12, pp. 13~30.
- 국토교통부 (2015) 전국 수리권 일제조사 및 하천수 관리방안
- 국토교통부 (2015) 하천기본계획 지침
- 김종원 (2003). 합리적 물 배분제도 개선방안, 2003 년 물관리정책토론회, pp. 121~165.

부 록

▪ 하천수 부족 계산

```
n=100
a<-rnorm(n)
b<-rep(0,n)
drought<-a-b

drought.2<-vector()
drought.t<-vector()
nnn=1
while(nnn < (max(index))) {

i= nnn
if((i+1 ) > length(index)){break}

if( (index[ i+1]-index[ i])!=1){
}
drought.2[index[i]]= drought[index[ i]]/drought[index[ i]]}
if( (index[i+1]-index[i])==1){
j=index[i]
drought.2[j]=drought[j]+ drought[j+1]

i1=i

for(m in 1:length(index)){
  i=i1+m
  if(i < length(index)){
    if( (index[i+1]-index[i])==1){
      drought.2[j ]= drought.2[j]+ drought[index[i]+1]
    }
    if( (index[i+1]-index[i])!=1){
      break
    }
  }
}
}

nnn =i+1

}
```

```

if(drought[index[length(index)]]<0 && drought[index[length(index)]-1]>=0 ){ drought.2[n]=
drought[index[length(index)]]}

drought.2=drought.2[which(is.na(drought.2)==F)]

print(drought.2)

```

▪ 비 정상성 SPEI

```

rm(list=ls())

## package call
library(evd); library(stats); library(ismev); library(extRemes)
prob.100<-NULL; prob.010<-NULL; prob.110<-NULL; excessprob.100<-NULL; spei.out<-NULL; speif<-
NULL

## user defined fuction
samplecov<- function(x,y) {
if(length(x)!=length(y)) {stop('x must have the same length as y ')}
x.bar <- mean(x)
y.bar <- mean(y)
N <- length(x)
Cov <- (sum((x-x.bar)*(y-y.bar))) / (N-1)
return(Cov)}

samplecov.t<- function(PRCP,PET,PET.bar) {
if(length(PRCP)!=length(PET)) {stop('x must have the same length as y ')}
PRCP.bar <- mean(PRCP)
N <- length(PET)
Cov <- (sum((PRCP-PRCP.bar)*(PET-PET.bar))) / (N-1)
return(Cov)}

## simulation
n <- 42; X <- 1:n

#site indexing
sitep<-c("andong_p", "chungju_p", "imha_p", "juam_p", "seomjin_p", "soyang_p", "yongdam_p")
sitee<-c("andong_e", "chungju_e", "imha_e", "juam_e", "seomjin_e", "soyang_e", "yongdam_e")
site<-c("andong", "chungju", "imha", "juam", "seomjin", "soyang", "yongdam")

for ( i in 1:7){
  dam_prdp<-read.delim(file=paste("C:/.../",sitep[i],".txt", sep = ""), header=F)
  dam_pet<-read.delim(file=paste("C:/.../",sitee[i],".txt", sep = ""), header=F)

for(j in 1:12){

  PR<-as.matrix(dam_prdp)

```

```

PET<-as.matrix(dam_pet)
PRCP<-PR[,j]
PET<-PET[,j]
SPEI<-(PRCP-PET)

## Stationary estimator based on parameter estimation ML and MOM
para<- fevd(SPEI, type="GEV")
look<-summary(para)
look$par[3]
sh.ml<-as.numeric(look$par[3]); lo.ml<-as.numeric(look$par[1]); sc.ml<-as.numeric(look$par[2])
prob.ml<-pgev(SPEI, lo.ml, sc.ml, sh.ml)
Index.ml<-qnorm(prob.ml, mean = 0, sd = 1, lower.tail = TRUE, log.p = FALSE)
Index.ml;
sd.mom<-sd(SPEI)
mean.mom<-mean(SPEI)
sca.mom<-sd.mom*abs(sha.mom)/(gamma(1+2*sha.mom)-gamma(1+sha.mom)^2)^0.5
loc.mom<-mean.mom-sca.mom/sha.mom*(1-gamma(sha.mom+1))
prob.mom<-pgev(SPEI, loc.mom, sca.mom, sha.mom)

excessprob.mom<-1-prob.mom

## NonStationary PET estimator based on parameter estimation using extRemes package, sample
moment
## 100 estimation on SPEI fitgev.lo.t<-fevd(PET, type="GEV", location.fun=~X)
mu0<-fitgev.lo.t$results$par[1]; mu1<-fitgev.lo.t$results$par[2]
sc100<-fitgev.lo.t$results$par[3]
sh100<-fitgev.lo.t$results$par[4]
lo_t<-mu0+mu1*(seq(1,n)); sc_t<-rep(sc100,n); sh_t<-rep(sh100,n)
ave.pe100<-lo_t+(sc_t/sh_t)*(1-gamma(1+sh_t))
mean.t100<-mean(PRCP)-ave.pe100
sd.t100<-sd(SPEI)
g.t100<-skewness(SPEI)
sha.100<-sh.ml; sha.100r<-rep(sha.100,n)
sca.100<-sd.t100*abs(sha.100)/((gamma(1+2*sha.100)-(gamma(1+sha.100))^2)^0.5)
sca.100r<-rep(sca.100,n); sha.100r<-rep(sha.100,n)
loc.100<-mean.t100-sca.100r/sha.100r*(1-gamma(sha.100r+1))
par100<-cbind(loc.100, sca.100r, sha.100r)

for (k in 1:n){
  prob.100[k]<-pgev(SPEI[k], loc.100[k], sca.100r[k], sha.100r[k])
  excessprob.100<-1-prob.100
}
spei.out<-cbind(SPEI, Index.mom, excessprob.100)
speif<-rbind(speif,spei.out)
}
}

write.table(speif, file="C:/.../month_spei.csv")

```

Abstract

Development and Assessment of Non-stationary SPEI for Risk-based Low Flow Management

Jang Hyun Sung

Dept. of Civil & Environmental Engineering

The graduate school

Seoul National University

It is known that the stationarity of hydro-meteorological variables is no longer valid and most studies using parametric methods are encouraged to consider non-stationarity. The Standard Precipitation Evapotranspiration Index (SPEI) is a parametric drought index in which the water availability (difference between precipitation and evapotranspiration) is a random variable. In this study, a SPEI was proposed considering the non-stationarity of the variables detected by trend tests of precipitation and evapotranspiration. As a result of the trend test, we proposed a SPEI that considers the increase in evapotranspiration and compared it with the stationary SPEI. This comparison shows that the estimated non-stationary SPEI is larger than the stationary SPEI due to the trend of increasing evapotranspiration. Comparison of drought severities in summer 2015 leads to stationary and non-stationary SPEIs of -2.039 and -1.916, respectively, for the Seomjin, and of -1.668 and -1.480, respectively, for the Soyang. Therefore, it is confirmed that these SPEIs belong to different boundaries.

Generally, it is known how to find a meteorological drought index suitable for stream water drought. However, the deficit of stream water demand has not been studied extensively because it is not easy to quantify this deficit with a meteorological drought index. Hence, in the second part of this study, we determine a meteorological drought

index that minimizes the risk of stream water deficit and use by combining the stationary Standard Precipitation Index (SPI) and SPEI, and the non-stationary SPEI, with river operation to limit the use of stream water. For this purpose, we first found a meteorological drought index suitable for a stream water drought simulation in the upstream of the dam. In the downstream that has a human-induced effect such as stream water use, we found a drought index that minimizes the risk of stream water deficit and use failure. Comparison of the meteorological drought index with the correlation coefficient of the stream drought shows that the correlation between the non-stationary SPEI and the deficit below excess flow is the highest among the meteorological drought indexes, so we found that the non-stationary SPEI could be used for stream water drought. The risk of stream water use and deficit was calculated by limiting the use of stream water in the downstream according to the meteorological drought index. Hence, the non-stationary SPEI minimized the risk of stream water use and deficit. The stationary SPEI was more dispersed than other drought indices and were more likely to evaluate drought more strongly and weakly. In other words, the stationary SPEI is more strongly restricted when the stream water use is limited. We conclude that the non-stationary SPEI is suitable for water resource management and river operation.

Because the risk of stream water deficit is different for river users, conflicts among stream water users of upstream and downstream can occur if the stream water use is limited due to deficit. Therefore, by setting a river management flow (RMF) that has similar risks of the upstream and downstream sites based on the site where the deficit risk is highest, it equally distributes the restriction of the stream water users at the upstream and downstream sites. For this purpose, the third part of this study collected stream water use for the Geum river and calculated its RMF, which is the threshold level of the stream water deficit considering the stream water demand. The risk of stream water deficit at Gongju was the highest (0.271). Changing the RMFs of Bugang and Gyuam located in the upstream and downstream of Gongju, the river management flow of Bugang and Gyuam was estimated, which is similar to the risk of Gongju. The deficit characteristics of Bugang and Gyuam estimated from their RMFs for drought in 2015 are comparable to

those of Gongju. In the future, we expect that this study will minimize the conflict among stream water users, because such use can be limited due to the similar risk among upstream and downstream users in the case of deficit due to drought.

Keyword : drought index, non-stationarity, water availability, stream water deficit, risk, river management flow

Student Number : 2007-30844